

Revista de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG) y  
Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

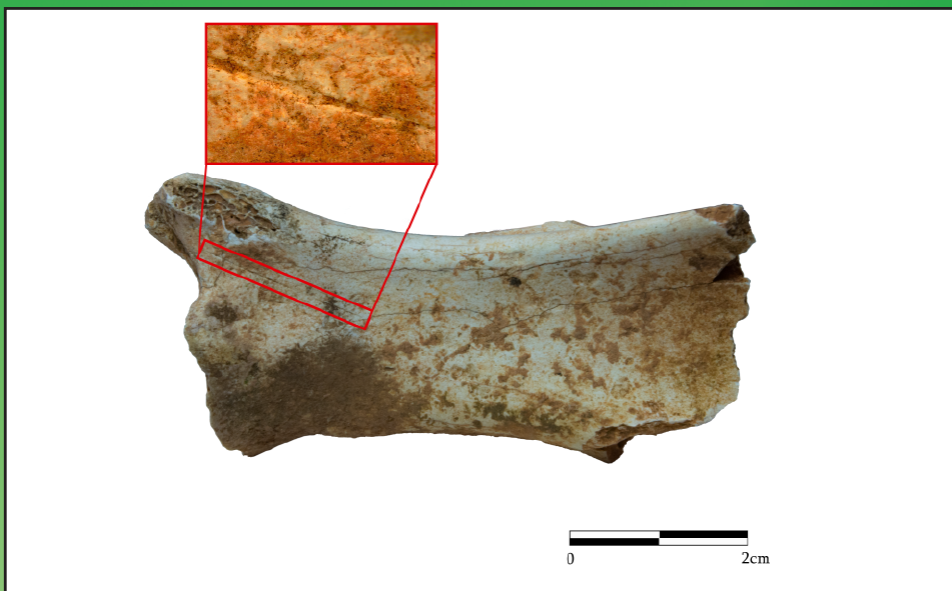
**C y G**

**Vol. 36 (1-2)**

**Junio 2022**

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589



*Spanish Journal of Quaternary and Geomorphology*

 **UATERNARIO**  
**GEOMORFOLOGÍA**<sup>y</sup>





# CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA

SPANISH JOURNAL OF QUATERNARY & GEOMORPHOLOGY

Revista de la Sociedad Española de Geomorfología (SEG) y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

## Editores Principales - Editors in-Chief:

**Askoa Ibasate González de Matauco** (SEG). Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco  
Euskal Herriko Unibertsitatea. askoa.ibasate@ehu.es

**Javier Elez Villar** (AEQUA). Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.  
Calle Hornos Caleros, nº 50. 05003, Ávila. j.elez@usal.es

## Editores Adjuntos - Associated Editors:

**David Regüés Muñoz** (SEG). Dpto. de Procesos Geoambientales y Cambio Global. Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC).  
Avda. de Montañana, 1005. 50059, Zaragoza. dregues@ipe.csic.es

**Jesús Francisco Jordá Pardo** (AEQUA). Dpto. Prehistoria y Arqueología. Facultad de Geografía e Historia. UNED.  
Paseo Senda del Rey 7. 28040, Madrid. jjorda@geo.uned.es

## Gestor de la Revista - Editorial Manager:

**María Begoña Bautista Davila**. Administración. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.  
Calle Hornos Caleros, nº 50. 05003, Ávila. begovigo@usal.es

## Comité Asesor – Advisory Board:

**Benito Ferrández, G.** (Museo de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid)

**García Ruiz, J.M.** (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza)

**Gracia Prieto, J.** (Universidad de Cádiz)

**Jiménez Sánchez, Montserrat** (Universidad de Oviedo, España)

**Mather, Anne E.** (Plymouth University, Reino Unido)

**Rodríguez Vidal, J.** (Universidad de Huelva, España)

**Serrano Cañadas, E.** (Universidad de Valladolid)

**Silva Barroso, Pablo G.** (Universidad de Salamanca, España)

## Comité Editorial - Editorial Board

**Alcántara-Ayala, Irasema** (Universidad Nacional Autónoma de México)

**Alcaraz Castaño, Manuel** (Universidad de Alcalá de Henares, España)

**Audemard, Franck** (Universidad Central de Venezuela, Venezuela)

**Baena Escudero, Rafael** (Universidad de Sevilla, España)

**Bardají Azcárate, Teresa** (Universidad de Alcalá de Henares, España)

**Carrasco González, Rosa María** (Universidad de Castilla-La Mancha, España)

**Cearreta Bilbao, Alejandro** (Universidad del País Vasco, España)

**Faust, Dominik** (Technische Universität Dresden, Alemania)

**Galve Arnedo, Jorge Pedro** (Universidad de Granada, España)

**García García, Jesús Horacio** (Universidad de Santiago de Compostela)

**González Amuchastegui, María José** (UNED)

**Iriarte Avilés, Eneko** (Universidad de Burgos, España)

**Iroumé, Andrés** (Universidad Austral de Chile)

**Keizer, Jan Jacob** (Universidade Aveiro, Portugal)

**Nadal Romero, Estela** (Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Zaragoza)

**Peña Monné, José Luis** (Universidad de Zaragoza)

**Pérez Alberti, Augusto** (Universidade de Santiago de Compostela)

**Pérez López, Raúl** (IGME, Madrid, España)

**Pérez Torrado, Francisco J.** (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, España)

**Porfido, Sabina** (Consiglio Nazionale delle Ricerche, Italia)

**Pronça Cunha, Pedro** (Universidade de Coimbra, Portugal)

**Reynard, Emmanuel** (Université de Lausanne)

**Romero Díaz, María Asunción** (Universidad de Murcia, España)

**Roquero García-Casal, Elvira** (Universidad Politécnica de Madrid, España)

**Rosas González, Antonio** (M. Nac. CC. Naturales, CSIC, España)

**Sampietro Vattuone, María Marta** (CONICET)

**Schnabel, Susana** (Univ. Extremadura)

**Seeger de la Muela, Manuel** (Universität Trier)

**Soldati, M.** (Universidad de Módena, Italia)

**Vieira, António** (Universidade do Minho)

**Cuaternario y Geomorfología (CyG)** es una revista científica periódica, de carácter semestral, co-editada por la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA) y la Sociedad Española de Geomorfología (SEG). Incluye trabajos de investigación originales acerca de cualquiera de los campos puros o aplicados del Cuaternario y la Geomorfología, que hayan sido seleccionados por los editores previa revisión y asesoramiento por el Comité editorial y especialistas anónimos. AEQUA y SEG no se hacen responsables de las opiniones vertidas por los autores en los artículos publicados. La propiedad intelectual atribuye al autor la plena disposición y explotación de la obra creada, de acuerdo con las leyes vigentes. La revista se distribuye entre los cerca de 600 socios que suman AEQUA y SEG, así como entre las bibliotecas de los departamentos de Geología, Geodinámica, Geografía y Ciencias de La Tierra de diferentes universidades e instituciones científicas nacionales e internacionales. La revista se encuentra indexada en: **GeoRef; DICE; YCIT-Ciencia y Tecnología**, CSIC (Humanidades); **Latindex; Ulrichs Web; Geoscience e-journals, SCIMAGO** (Scopus) y **REDIB**.

**Información On-line:** <http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/> **AEQUA:** [www.aequa.es](http://www.aequa.es) **SEG:** [www.geomorfologia.es](http://www.geomorfologia.es)

**Envío de manuscritos y repositorio de volúmenes publicados:** <http://recyt.fecyt.es/index.php/CUGEO/>

**Cuaternario y Geomorfología (CyG)** is a **periodical scientific journal** co-edited by the Spanish Quaternary Research Association (AEQUA) and the Spanish Society of Geomorphology (SEG). Our journal publishes innovative papers covering the full range of pure and applied fields on **Quaternary and Geomorphology** preferentially focused on the **Iberian Peninsula and iberoamerican countries**. All the submitted **manuscripts will be refereed by at least two reviewers**, members of the editorial board or anonymous reviewers selected by the editors. The Journal is indexed in: **GeoRef; DICE; YCIT-Ciencia y Tecnología**, CSIC (Humanidades); **Latindex; Ulrichs Web; Geoscience e-journals, SCIMAGO** (Scopus) and **REDIB**.

### Foto Portada / Cover:

Imagen detallada de la posible marca de corte hecha por humanos encontrada en el fósil RV-017. Yacimiento de los Villares, Ruidera, Castilla-La Mancha, España, de Gabriel Cifuentes Alcobendas

*Detailed picture of the potential human made cut mark found on fossil RV-017. Los Villares site, Ruidera, Castilla-La Mancha, Spain, de Gabriel Cifuentes Alcobendas*



**ÍNDICE / INDEX****Prólogo CyG**

*Peña Pérez, O.; Bautista Davila, B.; Elez Villar, J.* Renovación y mejora de la web primigenia de CyG ... 3

**Artículos de Investigación / Research Papers**

<i>García-Martínez, D.; Duval, M.; Zhao, J.-X.; Feng, Y.; Wood, R.; Huguet, R., Cifuentes-Alcobendas, G.; Palancar, C. A.; Moya-Maleno, P.R.</i> Los Villares locality (Ruidera, Castilla-La Mancha, Spain): a new Middle Pleistocene fossil assemblage from the Southern Iberian Plateau with possible evidence of human activity.....	7
<i>Figueiredo, S. D.; Cunha, P. P.; Carvalho, I. S.</i> Marine mammals fossil remains and synthesis of the sedimentary and paleontological record of the Furninha Cave Pleistocene (Peniche, Portugal)...	37
<i>Añó Vidal, C.; Sánchez Díaz, J.; Carbó Valverde, E.</i> Efectos de los incendios en los suelos forestales de la Comunidad Valenciana. Revisión bibliográfica .....	53
<i>Tent-Manclús, J. E.</i> Los terremotos del sur de la provincia de Valencia según las fuentes del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna (E de España, Provincia de Valencia) .....	77
<i>Lharti, S.; Flor-Blanco, G.; Flor, G.</i> El sistema sedimentario de las playas y campos dunares de la costa de Essaouira (Marruecos Atlántico).....	105
<i>García Esteban, R.</i> Summit typology and detailed geomorphological landscape units mapping through the application of direct and indirect methods. A case study in the Sierra de Guadarrama National Park, Spain .....	129



---

## CUATERNARIO y GEOMORFOLOGÍA



*This Journal is also supported by International union for Quaternary Research (INQUA) and International Association of Geomorphologists (IAG)*

---

© SEG, AEQUA



*Derechos de reproducción bajo licencia Creative Commons 3.0.  
Se permite su inclusión en repositorios sin ánimo de lucro.*

ISSN: 0214-1744

ISSNe: 2695-8589

Depósito Legal: Z-113-1996

*Impresión:*

Talleres Editoriales Cometa, S.A.

# Prólogo Editores

noticias de interés • información • opinión • debate • nuevas metodologías • proyectos • programas de doctorado • nuevas tendencias • universidades  
• política científica • eventos • actividades • grupos de trabajo • actualidad  
una sección abierta a todos los entusiastas de las ciencias del Cuaternario y Geomorfología.  
Sección coordinada por Askoa Ibisate (askoa.ibisate@ehu.eus) y Javier Elez (j.elez@usal.es)

## Renovación y mejora de la web primigenia de CyG

*Renewal and improvement  
of the original CyG website*

*Óscar Peña Pérez (USAL)*  
Webmaster de CyG

*Begoña Bautista Davila*  
Manager Editorial de CyG

*Javier Elez Villar (USAL)*  
Editor de CyG

La página de Internet de la Revista Cuaternario y Geomorfología lleva casi 20 años en funcionamiento y en ella se albergan todos los números publicados desde su inicio en 1987. Alojada en la Red Temática de Ciencias de la Tierra perteneciente a RedIRIS, la creación de la web en su día supuso la apertura de un nuevo canal de comunicación con las personas interesadas en el Cuaternario y la Geomorfología y en su producción científica, suponiendo a su vez una oportunidad de promoción y de apertura universal de los contenidos de la misma a través del acceso gratuito desde cualquier lugar, siguiendo el enlace: <http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/>

**Se ha llevado a cabo una renovación de la página web de la Revista mejorando su aspecto visual y manteniendo en esencia los símbolos que la identifican con AEQUA y SEG, las dos Asociaciones Científicas que editan conjuntamente esta publicación.**

**En cuestión de contenidos, se ha incorporado una mayor cantidad de información, siguiendo la línea de la plataforma RECYT/FECYT, para que todos aquellos usuarios que accedan a la revista a través de su web dispongan de la misma navegabilidad y accesibilidad que les proporciona la plataforma.**

Desde hace aproximadamente diez años, la Revista se encuentra alojada también en el Repositorio Español de Ciencia y Tecnología (Plataforma RECYT) del Ministerio de Ciencia. Desde esta plataforma de gestión, edición y acceso a los contenidos se lleva a cabo el envío de los artículos por parte de los autores, el proceso de revisión por pares y la publicación de cada número.





Figura 1. Captura de pantalla de la página de inicio de la nueva web CyG.

*Figure 1. Screenshot of the home page from the new CyG website.*

<http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/>

Con el transcurrir de los años, la página web de la Revista de Cuaternario y Geomorfología se estaba quedando obsoleta, tanto en la oferta de contenidos como por su diseño y facilidad de manejo.

El hecho de llevar mucho tiempo sin realizar cambios significativos en su diseño y estructura le restaba operatividad, por lo que era imprescindible una revisión y actualización tanto del entorno web como de los contenidos, con la principal finalidad de ofrecer al usuario mejores herramientas para el uso y manejo de la página, así como para crear un diseño actualizado ampliando los contenidos alojados en la web y facilitando al usuario la navegación.

Durante este mes de junio hemos llevado a cabo una renovación de la página web de la Revista mejorando su aspecto visual y manteniendo en esencia los símbolos que la identifican con AEQUA y SEG, las dos Asociaciones Científicas que editan conjuntamente esta publicación.

En cuestión de contenidos, se ha incorporado una mayor cantidad de información, siguiendo la línea de la plataforma RECYT/FECYT, para que todos aquellos usuarios que accedan a la revista a través de su web dispongan de la misma navegabilidad y accesibilidad que les proporciona la plataforma.

Para ello, se ha incluido en la página de inicio una barra de menús que dan acceso a las secciones principales de la página: Equipo Editorial, Normas de publicación, Envío de artículos, Volumen actual, Volúmenes publicados y Trabajos Aceptados en prensa.

En cuanto a las Normas de publicación, se ha actualizado la información equiparándola a la que se ofrece desde la RECYT/FECYT.

En relación a Trabajos Aceptados (en prensa), esta es una nueva sección que se ha incorporado a la web hace tres años aproximadamente, y que ha tenido una gran acogida por parte de los autores. En esta renovación, además de otorgarle una mayor visibilidad, se muestra un breve resumen de cada uno de los artículos aceptados.

Además, se han actualizado las Bases de Datos con las que CyG está directamente vinculada, añadiendo un enlace directo a cada una de ellas, y se ha incorporado un enlace a las Asociaciones e Instituciones Científicas Relacionadas con nuestra publicación.

Se ha actualizado el Sello de Calidad de la FECYT, con número FECYT-088/2021, y hemos incluido el ISSN (International Standard Serial Number / Número Internacional Normalizado de Publicaciones Seriadadas) de la publicación electrónica de CyG disponible desde hace unos años.

Con respecto al mantenimiento de la web, de modo constante se llevan a cabo actualizaciones periódicas propias del funcionamiento de la publicación. Así, la página de la Revista de Cuaternario y Geomorfología actualiza regularmente sus contenidos cada vez que se publica un número (al menos dos veces al año), cada vez que se produce algún cambio en el equipo editorial, y cuando se acepta un trabajo para ser publicado en el siguiente número. La sección de trabajos aceptados en prensa se puede actualizar hasta diez veces al semestre, dependiendo del número de artículos de investigación que finalmente salgan a luz, con la publicación de los artículos que se van incorporando hasta la publicación definitiva de cada número. Una vez incorporados los trabajos a esta sección, maquetados y con su correspondiente DOI, se informa al autor y se le envía el enlace con la dirección electrónica de la publicación en prensa. El resto de contenidos se va actualizando a medida que se reciben, por ejemplo, la renovación anual del Sello de Calidad, o según las modificaciones propias de la gestión de la Revista.

Esperamos y deseamos que esta nueva página web de Cuaternario y Geomorfología se adecúe a las necesidades de los usuarios y, desde aquí, solicitamos vuestra colaboración para incorporar cualquier sugerencia que sirva para mejorar y visibilizar el trabajo de los cuaternaristas y geomorfólogos que depositan su confianza en nuestra publicación.







### Los Villares locality (Ruidera, Castilla-La Mancha, Spain): a new Middle Pleistocene fossil assemblage from the Southern Iberian Plateau with possible evidence of human activity

*Yacimiento de los Villares (Ruidera, Castilla-La Mancha, España): un nuevo conjunto fósil del Pleistoceno Medio en la Submeseta Sur Ibérica con posible evidencia de actividad antrópica*

García-Martínez, D.<sup>(1), (2), (3), (4)\*</sup>; Duval, M.<sup>(2), (5)</sup>; Zhao, J.-X.<sup>(6)</sup>; Feng, Y.<sup>(6)</sup>; Wood, R.<sup>(7)</sup>, Huguet, R.<sup>(8), (9), (10)</sup>, Cifuentes-Alcobendas, G.<sup>(11), (12)</sup>; Palancar, C. A.<sup>(4)</sup>; Moya-Maleno, P.R.<sup>(3), (13)</sup>

<sup>(1)</sup> Physical Anthropology Unit, Department of Biodiversity, Ecology, and Evolution, Faculty of Biological Sciences, Complutense University of Madrid, Madrid, Spain. Email: dangar29@ucm.es

<sup>(2)</sup> Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca, 3, 09002 Burgos, Spain.

<sup>(3)</sup> Centro de Estudios del Campo de Montiel (CECM), Plaza Mayor s/n, 13328 Almedina, Castilla-La Mancha, Spain.

<sup>(4)</sup> Paleoanthropology Group, Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid, Spain.

<sup>(5)</sup> Australian Research Centre for Human Evolution (ARCHE), Griffith University, Nathan, QLD 4111, Australia.

<sup>(6)</sup> Radiogenic Isotope Facility, School of Earth and Environmental Sciences, The University of Queensland, Brisbane, QLD 4072, Australia.

<sup>(7)</sup> Research School of Earth Sciences, Australian National University, Building 142 Mills Road, Acton, ACT 2601, Australia.

<sup>(8)</sup> IPHES-CERCA, Institut Català de Paleocologia Humana i Evolució Social, Zona Educacional, 4, Campus Secelades URV (Edifici W3) E3, 43700 Tarragona, Spain.

<sup>(9)</sup> Departament d'Història i Història de l'Art. Universitat Rovira i Virgili (URV). Avinguda de Catalunya, 35, 43002, Tarragona, Spain

<sup>(10)</sup> Unit associated to CSIC. Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, c/ José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid, Spain.

<sup>(11)</sup> IDEA (Institute of Evolution in Africa), University of Alcalá de Henares, Covarrubias 36, 28010, Madrid, Spain.

<sup>(12)</sup> Area of Prehistory, Department of History and Philosophy, University of Alcalá de Henares, C/ Colegios 2, 28801 Alcalá de Henares, Madrid, Spain

<sup>(13)</sup> Área de Prehistoria, Facultad de Geografía e Historia, Complutense University of Madrid, c/Profesor Aranguren S/N, 28040 Madrid, Spain.

\* Corresponding author.



## Summary

We present the discovery of a Middle Pleistocene fossil assemblage at Los Villares locality (Ruidera, Ciudad Real, Castilla-La Mancha), which has possible evidence of associated human activity. The potential of the site has been evaluated through multidisciplinary research including taxonomy, anatomy, deep learning, and direct dating of fossil remains. A surface study carried out in 2017, over a very limited area (2 m<sup>2</sup>) on the slope of one of the Ruidera lakes led to the discovery of more than 50 fossil specimens, including cranial (mainly teeth) and postcranial remains. This rich assemblage is dominated by the remains of Caprinae, although the presence of some small or medium carnivore remains also stands out. The identification of a cut mark, tested with Convolutional Neural Networks, suggests the presence of human activity within the bone assemblage. Several fossils were directly dated using a multi-technique approach involving radiocarbon, U-Th, and ESR methods. The results constrain the fossil assemblage to between 300 ka and 400 ka, positioning Los Villares as one of the first Middle Pleistocene localities identified in the Upper Guadiana basin, on the Southern edge of the Southern Iberian Plateau. These promising initial results show the great potential of the site to contribute to filling a gap of knowledge in the Pleistocene archaeo-paleontological record of the Iberian Peninsula. Nevertheless, we also acknowledge the need for systematic excavations in the future, not only to obtain a better idea of the lateral and stratigraphic extension of the fossil assemblage and its complete taxonomic composition, but also to confirm the human presence at the site.

**Key words:** paleontology; Southern Iberian Plateau; Middle Pleistocene; direct dating; taphonomy; cut mark.

## Resumen

Presentamos aquí el descubrimiento de un conjunto fósil del Pleistoceno Medio encontrado en Los Villares (Ruidera, Ciudad Real, Castilla-La Mancha), con posible evidencia asociada de actividad humana. El potencial del yacimiento ha sido evaluado a través de una investigación multidisciplinaria que incluye anatomía, *Deep learning* y datación directa de restos fósiles. Un estudio de los materiales superficiales, donados recientemente y procedentes de un área muy limitada (2 m<sup>2</sup>) en la ladera de una de las lagunas de Ruidera, condujo al descubrimiento de más de 50 especímenes fósiles, incluidos restos craneales (principalmente dientes) y postcraneales. Este rico conjunto está dominado por restos de Caprinae, aunque también destaca la presencia de algún resto de pequeño o mediano carnívoro. La identificación de una marca de corte, testada con técnicas estadísticas utilizando Redes Neuronales (*Convolutional Neural Networks*), en un resto pone de manifiesto la presencia de actividad antrópica en el conjunto. Además, varios fósiles fueron datados directamente por medio de un enfoque de múltiples técnicas que involucran métodos de Radiocarbono, U-Th y ESR, proporcionando un rango cronológico de entre 300 ka y 400 ka para los fósiles. Este es, que sepamos, uno de los primeros yacimientos fechados del Pleistoceno medio en la Meseta del Sur de la Península Ibérica, especialmente en la cuenca alta del Río Guadiana. Estos prometedores resultados iniciales demuestran el gran potencial de la localidad de Los Villares para contribuir a llenar un vacío de conocimiento en el registro arqueológico-paleontológico del Pleistoceno Medio de la Península Ibérica. No obstante, reconocemos la necesidad de realizar excavaciones sistemáticas en el futuro para tener no solo una mejor idea de las extensiones laterales y estratigráficas, así como de la composición taxonómica del conjunto fósil, sino también para confirmar la presencia humana en el sitio.

**Palabras clave:** paleontología; Submeseta Sur Ibérica; Pleistoceno medio; datación directa; tafonomía; marca de corte.

## 1. Introduction

The Iberian Peninsula is characterized by an abundant and diverse Pleistocene archeo-paleontological record, with fossil assemblages mostly found in karstic (caves, chambers, or shelters), fluvial (river channels or floodplains), and marshy or lacustrine environments (Arribas Herrera & Jordá Pardo, 1999; Jordá Pardo, 2008a). While these localities cover the entire Peninsula, they are mostly concentrated in several geological units (Jordá Pardo, 2008b) in both mountainous areas such as the Cantabrian Mountains and the Pyrenees, the Central System, the Iberian, and Coastal-Catalan Ranges and the Baetic System, and the major river basins of the Tagus, Guadiana (including the Campo de Calatrava sub-basin) and Guadix-Baza. However, whilst Middle Pleistocene fossil deposits are frequent in these mountainous regions, only the Guadix-Baza basin contains numerous large mammal assemblages, and sites in the two basins (the Tagus and Guadiana Basins) in the “Southern Iberian Plateau” are much less proliferous, leaving a substantial gap in the record.

For example, in the Cantabrian Mountains and Pyrenees, El Sidrón (Rosas *et al.*, 2012), El Castillo (Valdés, 1984) and Lezetxiki (Baldeón, 1993) have yielded significant Pleistocene assemblages of faunal and human remains, as have, Pinilla del Valle (Baquedano *et al.*, 2012) and Jarama VI (Jordá Pardo, 2007) in the Central System and the Atapuerca karst complex (Arsuaga *et al.*, 1999; Bermúdez de Castro *et al.*, 1997), Torralba and Ambrona sites (Falguères *et al.*, 2006), Cueva de los Casares (Barandiarán & Altuna, 1973) and Cova de Bolomor (Fernández Peris *et al.*, 2008) in the Iberian and Coastal-Catalan Ranges. Similarly, among the three basins mentioned by Jordá Pardo (2008b?), the Guadix-Baza is represented by a substantial number of fossil sites including Fonelas P-1 (Arribas Herrera *et al.*, 2001), Solana del Zamborino (Álvarez-Posada *et al.*, 2017), and the Orce archaeo-paleontological complex (Arribas Herrera & Palmqvist, 1998; Tilton *et al.*, 2020; Toro-Moyano *et al.*,

2013). In contrast, the Tagus and Guadiana basins in the “Southern Iberian Plateau” are much less proliferous. The Tagus Basin is represented by fossil sites such as Áridos (Blain *et al.*, 2014; Santonja *et al.*, 2001), TAFESA (Sesé, 2010), or Perales del Río (Sesé & Soto, 2002) and Jordá Pardo (2008a) lists only Pliocene fossil sites such as Las Higuieruelas in the Upper Guadiana basin. This reflects a real bias in the archeo-paleontological record of the Southern Iberian Plateau, and more specifically in the Upper Guadiana Basin (García-Martínez, 2019).

In this context, the discovery of a new Pleistocene fossil assemblage at Los Villares, i.e. within the Upper Guadiana basin in the Southern Plateau, is of particular interest. Here we report the initial results from a multidisciplinary investigation including taxonomy, taphonomy, and geochronology designed to evaluate the potential of Los Villares.

### 1.1. Context

#### 1.1.1. Overview of the evidence of the human presence in the Iberian Peninsula during the Middle Pleistocene

While the Early Pleistocene archaeological and fossil record of the Iberian Peninsula is quite rich and diverse, it shows a significant hiatus from the end of the Early Pleistocene to around 500 ka, well into the Middle Pleistocene, where there is little evidence to support the presence of hominin species. Around 500-400 ka, a human species very different to the earlier *Homo antecessor*, both in terms of body size and shape (Arsuaga *et al.*, 1999, 2015; Carretero *et al.*, 2004) and associated typo-technological assemblages (Ollé *et al.*, 2013), has been well documented in Atapuerca (Sima de Los Huesos and Gran Dolina TD10) and Gruta de Aroeira (Daura *et al.*, 2017) at the end of the Tagus Basin (Portugal). This species, now considered as “pre-Neanderthal” (Arsuaga *et al.*, 2014), produced a Mode 2 technology associated with systematic and directional carcass processing, includ-



ing hunting events like in Gran Dolina TD10 (García-Medrano *et al.*, 2015; Rodríguez-Hidalgo *et al.*, 2017). The rest of the Middle and Late Pleistocene is well documented by the presence of Neanderthals in the Iberian Peninsula, with Mode 3 technology and numerous fossil sites all around the Iberian Peninsula (Baquedano *et al.*, 2012; Fernández Peris *et al.*, 2008; Rodríguez-Perez *et al.*, 2017; Rosas *et al.*, 2006; Rosas *et al.*, 2017; Walker *et al.*, 2011). However, whilst the Iberian Peninsula is characterized by an overall dense and diverse Early-to-Late Pleistocene archaeolog-

ical and fossil record, the Southern Plateau, and the Guadiana Basin, in particular, is clearly contrasting with the big picture, with only few Middle Pleistocene archeo-paleontological localities identified so far.

### 1.1.2. The Plio-Pleistocene fossil record from the Southern Plateau and the Guadiana Basin

The Southern Plateau (*Meseta sur*) of the Iberian Peninsula is an extended plain of moder-

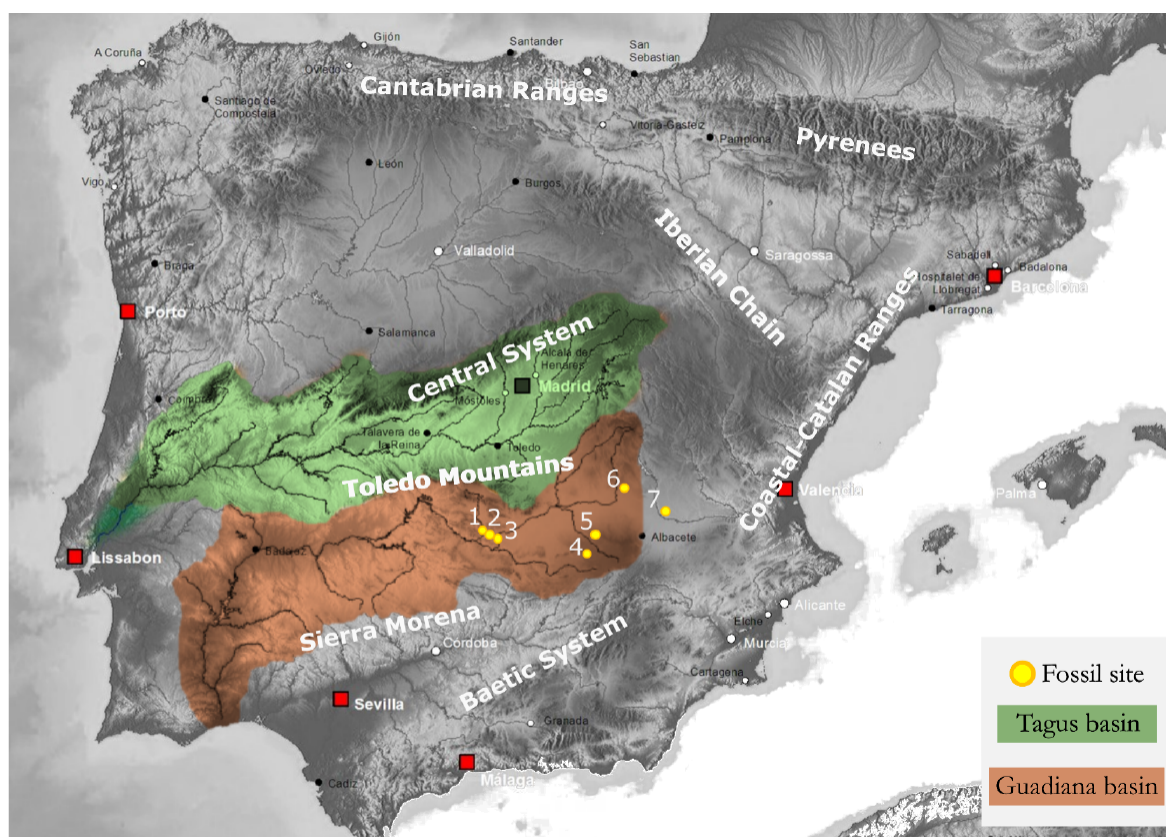


Figure 1: Geographical setting of the Tagus (green) and Guadiana (brown) Basins. The main fossil sites identified in the Upper Guadiana basin (yellow circles) are highlighted. 1: Bonete y Piedrabuena (Pliocene); 2: Las Higuieruelas (Pliocene); 3: Valverde de Calatrava I (Lower to Middle Pleistocene) and II (Pliocene); 4: Cueva de los Toriles (Middle Pleistocene); 5: Los Villares (Middle Pleistocene); 6: El Provencio (Middle Pleistocene); 7: Fuensanta del Júcar (Lower to Middle Pleistocene). Modified from <https://commons.wikimedia.org/>, CC BY-SA 3.0.

*Figura 1: Marco geográfico de las cuencas del Tago (verde) y Guadiana (marrón). Se destacan los principales yacimientos fósiles identificados en la cuenca del Alto Guadiana (círculos amarillos). 1: Bonete y Piedrabuena (Plioceno); 2: Las Higuieruelas (Plioceno); 3: Valverde de Calatrava I (Pleistoceno Inferior a Medio) y II (Plioceno); 4: Cueva de los Toriles (Pleistoceno Inferior a Medio); 5: Los Villares (Pleistoceno Medio); 6: El Provencio (Pleistoceno Medio); 7: Fuensanta del Júcar (Pleistoceno Inferior a Medio). Modificado de <https://commons.wikimedia.org/>, CC BY-SA 3.0.*

ate altitude (mostly around 600-700 m.a.s.l.) compared with its Northern part, which is dissected by the present-day fluvial networks of the Tagus and Upper Guadiana rivers (Fig. 1). It is bordered by mountain ranges such as the Central System (to the North), the Iberian Chain (to the Northeast), and the Baetic System, and Sierra Morena (to the South) (Casas-Sainz & de Vicente, 2009). The geography of this area is characterized by large plain terrains along the Tagus and Guadiana basins, except for the Toledo Mountains area, which roughly separates the two basins. From a geological point of view, the easternmost part of the Southern Plateau is mainly composed of Neogene and Quaternary deposits, except for some islets within the Campo de Montiel area which are formed by large limestone plaques from the Mesozoic era and settled on much folded Paleozoic substrates giving rise to more rugged landscapes (Casas-Sainz & de Vicente, 2009; de la Cruz, 2013; Montero González, 2003; Jiménez Ramírez & Chaparro Sabina, 1989; Ramírez *et al.*, 1982). In the westernmost part of the Southern Plateau, Precambrian-Paleozoic substrates are most common (Casas-Sainz & de Vicente, 2009). Given these geological and geographical features, Plio-Pleistocene fossil assemblages identified in the region are found mostly associated with either the fluvial deposits of the Tagus and Upper Guadiana basins or the karstic sedimentary infilling systems in the easternmost part (García-Martínez, 2019).

Focusing on the Guadiana Basin, a few and relatively unexplored Pliocene localities have been described in the literature, such as Las Higuieruelas (Badiola *et al.*, 2007), Bonete y Piedrabuena (Torres & Mazo, 1991) and Valverde de Calatrava II (Alberdi *et al.*, 1984), both in the Campo de Calatrava area (Fig. 1). Their Pliocene chronology has been mostly inferred from biochronology. Lower-to-Middle Pleistocene localities have been also reported, such as Valverde de Calatrava I, Fuensanta del Júcar and El Provencio (Domínguez-Solera *et al.*, 2020; Mazo *et al.*, 1990) (Fig. 1). The latter two were found in fluvial deposits associated with the Júcar and Záncara Rivers,

in terraces positioned +60 m and +15-16 m above the current river channel, respectively, and belonged to the Guadiana fluvial network during Pleistocene times (Mazo *et al.*, 1990; Santisteban & Schulte, 2007). Based on the identification of the large mammal taxa *Mammuthus meridionalis* or *Hippopotamus amphibius major* at Valverde de Calatrava I and Fuensanta del Júcar, age estimates of around 1.3-0.8 Ma (Aguirre, 1989; Mazo, 1999) and 1 Ma (Mazo *et al.*, 1990) were inferred respectively. The archeo-paleontological site of El Provencio (Cuenca) provided fossil remains initially attributed to *Mammuthus meridionalis*, suggesting a similar Lower Pleistocene chronology to the Fuensanta del Júcar assemblage (Mazo *et al.*, 1990). However, a Middle Pleistocene age is more likely as a recent study suggested that these remains could be instead attributed to *Mammuthus trogontherii*, a species covering a younger time range, and one ESR date obtained from the lowermost and sterile stratigraphic unit provides a burial age of around 800 ka (Domínguez-Solera *et al.*, 2020). Finally, García-Martínez *et al.* (2020) and Megía García *et al.* (2020) recently reported the discovery of a fossil assemblage and associated Middle Paleolithic lithic tools at the cave site of Cueva de Los Toriles (Carrizosa, Castilla-La Mancha) (Fig. 1), with a potential Middle Pleistocene chronology (unpublished data).

### 1.2. Los Villares locality

In April 2009, P.R.M.M. was informed of the discovery of bone fragments on one of the slopes of the Los Villares house state, located on the “La Colgada” lake, on the right bank of the *Parque Natural de las Lagunas de Ruidera* (Ciudad Real, Castilla-La Mancha) (Fig. 2). It was not until a decade later that a multidisciplinary team was able to gather and provide the first formal evaluation of this new site, which is presented here for the first time to the scientific community.

The Ruidera lakes are a series of 14 lakes dammed with tuff barriers along ~15 km of a

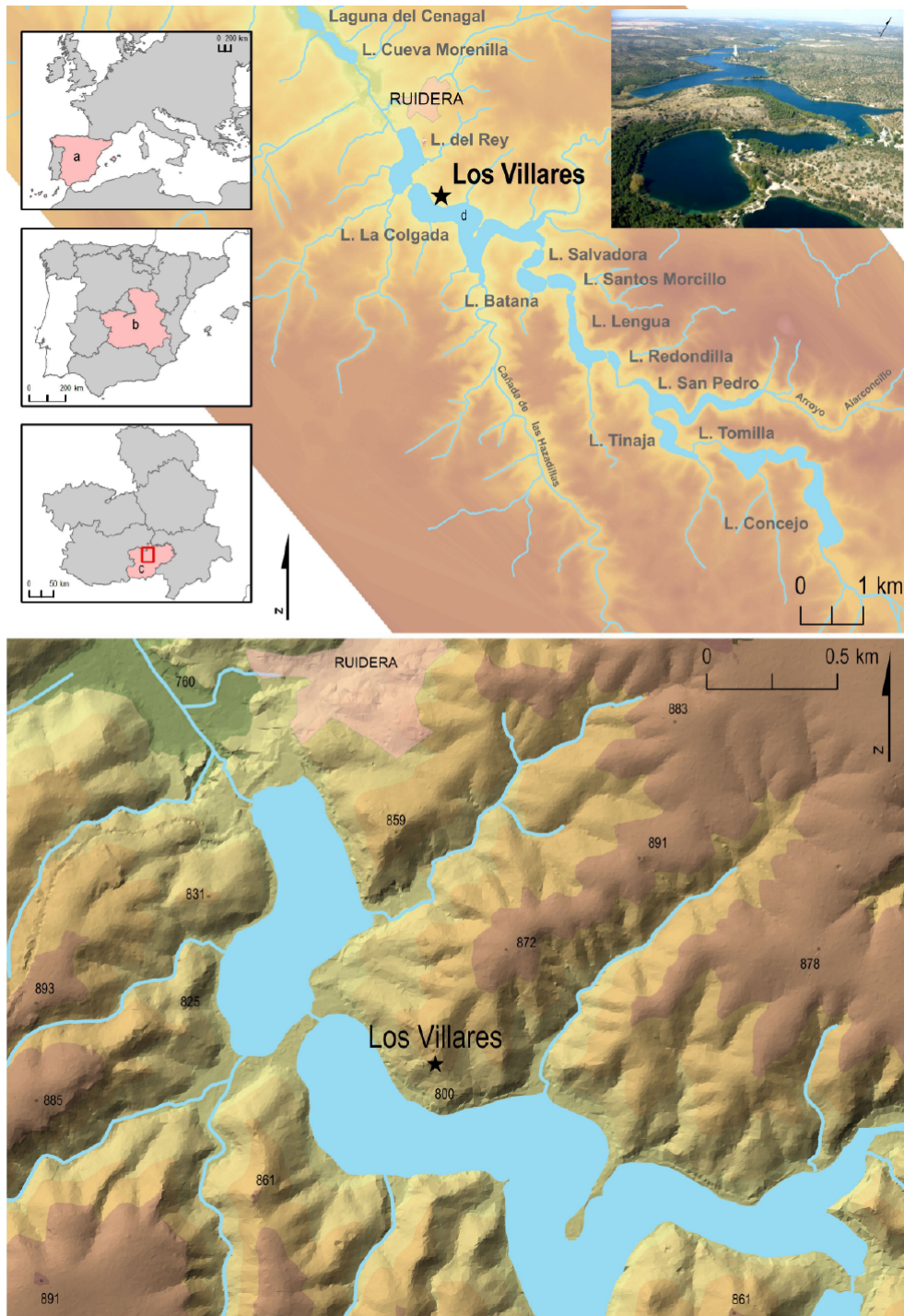


Figure 2: Geographical setting of Los Villares locality (Ruidera, Ciudad Real, Castilla-La Mancha). Legend: a) Spain, b) Castilla-La Mancha province, c) Campo de Montiel area. Built with QGIS 3.12.3 -GNU Free License- and free wms data from Instituto Geográfico Nacional (IGN), Spain.

Figura 2: Marco geográfico de la localidad de Los Villares (Ruidera, Ciudad Real, Castilla-La Mancha). Leyenda: a) España, b) Provincia de Castilla-La Mancha, c) Zona de Campo de Montiel. Construido con QGIS 3.12.3 -GNU Free License- y datos wms gratuitos del Instituto Geográfico Nacional (IGN), España.





Figure 3: Fossiliferous sediments exposed after a road construction at the house state of Los Villares (Ruidera, Ciudad Real), in 2009.

Figura 3: Sedimentos fosilíferos expuestos tras la construcción de una carretera en la urbanización Los Villares (Ruidera, Ciudad Real), en 2009.

headwater of the Guadiana River, that incise the Mesozoic carbonates forming the high plateau of *Campo de Montiel* (Ordóñez *et al.*, 2005, González Martín *et al.* (1987) in the southern part of the Southern Plateau. This exceptional karstic landscape, is similar to the Plitvice lakes in Croatia, mentioned in Roman times (Álvarez *et al.*, 2007; González Martín, 2007; González Martín *et al.*, 2004; Planchuelo, 1952), and has important natural resources such as fish farms, game animals and perpetual pastures (Moya-Maleno, 2011).

The current morphology of the lakes dates from the Holocene, around 6,000 years ago (González Martín *et al.*, 1987; Montero González, 2003). However, geomorphological studies suggest the constant transformation of the area over time, both by natural episodes, such as the earthquake of the 16<sup>th</sup> century, and human action (Hijano, 2013; López

Sanz, 1993; Martín, 2000), leading to modification and, sometimes, the disappearance of some lakes (Álvarez *et al.*, 2007; Marín Magaz, 2007).

The paleontological site of Los Villares is located on the eastern slope above the La Colgada lake at 808 meters above sea level (m.a.s.l.), i.e. about 21 meters above the current lake level (787 m.a.s.l.) and about 80 meters from the shore on a 45° slope. During the construction of a local road, more than 50 excellently-preserved faunal fossils were identified and surface-collected in 2017 by locals from an area of about 2 m<sup>2</sup> (Fig. 3).

## 2. Material and methods

### 2.1. Fossil assemblage

Anatomical and taxonomic identifications of all fossil remains recovered from Los Villares (N=57) were based on the comparative material collections from the Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN-CSIC). Of the 57 elements, 53 were clean and individualized (Figs. 4, 5), while three were still embedded in breccia (Fig. 6). The last specimen was only studied through pictures since it was recovered in 2009 and access to the original fossil could not be obtained (Fig. 7).

### 2.2. Preliminary taphonomic study

First, we analyzed the breakage pattern of the bones using the Villa and Mahieu model (Villa & Mahieu, 1991). In addition, the surface of the bones was inspected with a binocular magnifier to identify and describe potential marks resulting from human activity. Once identified, we carried out a deep learning approach to confirm their human origin.

To accurately identify the type of taphonomical alteration (i.e., cut mark, tooth mark, trampling mark, etc.) present in the specimen, an approach combining deep learning and computer vision was employed. Deep learning and

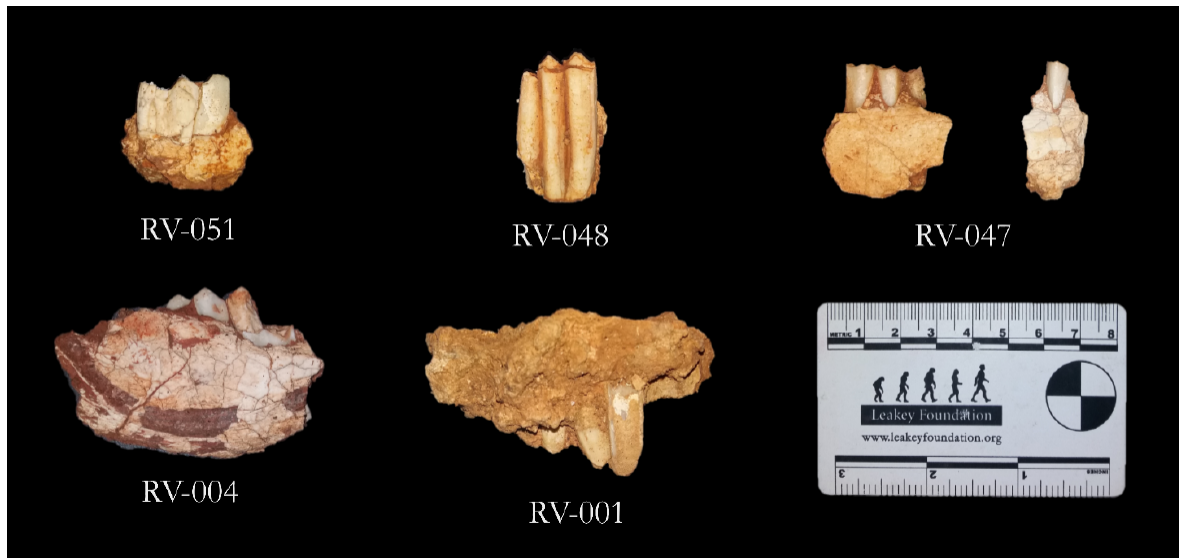


Figure 4: Examples of dental fossil remains recovered from Los Villares locality (see descriptions in Table 5).  
Figura 4: Ejemplos de restos fósiles dentales recuperados en la localidad de Los Villares (ver descripción en la Tabla 5).

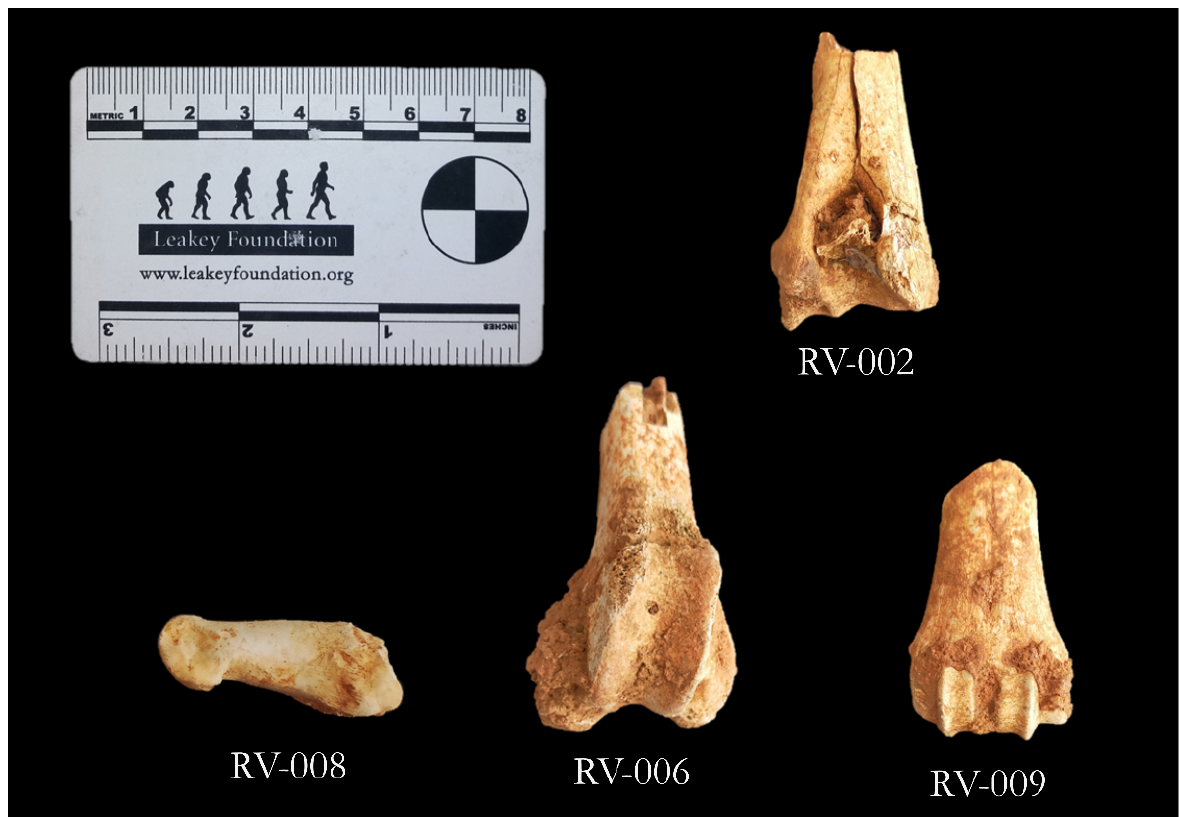


Figure 5: Examples of skeletal elements recovered from Los Villares locality (see descriptions in Table 5).  
Figura 5: Ejemplos de elementos óseos recuperados en la localidad de Los Villares (ver descripción en la Tabla 5).

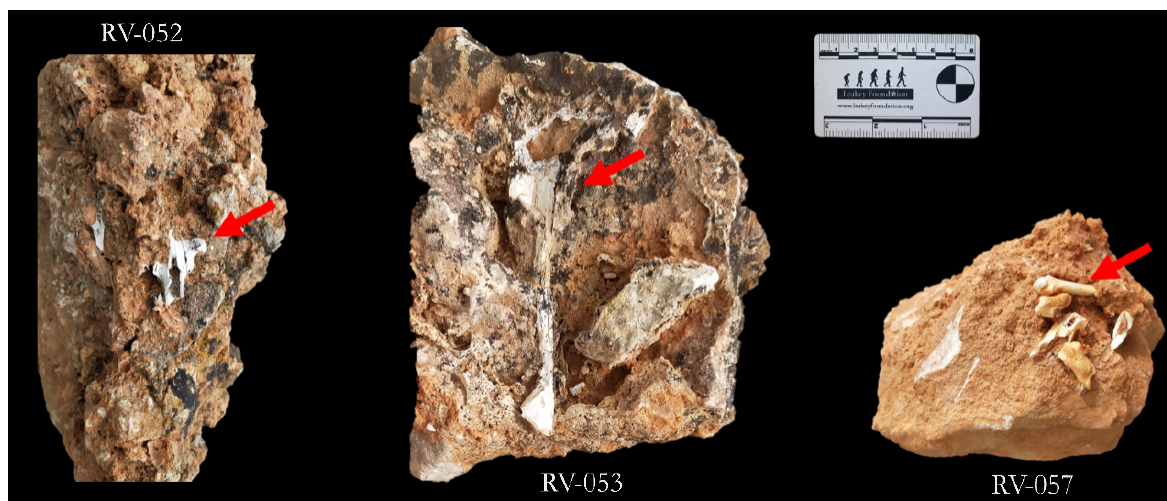


Figure 6: Examples of brecciated fossil specimens (red arrow) recovered from Los Villares locality (see descriptions in Table 5).

Figura 6: Ejemplos de especímenes fósiles brechificados (flecha roja) recuperados de la localidad de Los Villares (ver descripciones en la Tabla 5).



Figure 7: Felinae mandible recovered from Los Villares locality. Only pictures could be studied from this specimen since we did not have access to the original specimen (see descriptions in Table 5).

Figura 7: Mandíbula de Felinae recuperada de la localidad de Los Villares. Solo se pudieron estudiar fotografías de este espécimen ya que no tuvimos acceso al espécimen original (ver descripciones en la Tabla 5).

Computer Vision algorithms based on Convolutional Neural Networks (CNN) have recently been successfully used to classify different types of bone surface modifications (e.g., (Byeon *et al.*, 2019; Cifuentes-Alcobendas & Domínguez-Rodrigo, 2019; Domínguez-Rodrigo *et al.*, 2020)). These algorithms have been able to outperform human analysts in accuracy rates while providing more replicable results and more objectivity than previous methods (Domínguez-Rodrigo *et al.*, 2020). Here, we used transfer learning to guarantee optimal feature extraction of the models with relatively small sample sizes. The models used were both with sequential (VGG16 and VGG19) and parallel (ResNet50, DenseNet201, and InceptionV3) architectures, and their accuracy rates ranged from 89% to 92% in our preliminary tests. The reader may refer to Domínguez-Rodrigo *et al.* (2020) (ResNet50, VGG16, VGG19, and InceptionV3 models) and Abellán *et al.* (2021) (DenseNet201) for more information on Artificial Intelligence model building and tuning. Additionally, we selected a Rectified Linear Unit (ReLU) as the activation function and a Stochastic Gradient Descent (SGD) as an optimizer, since these two have become the baseline of CNNs for their efficiency and good overall performance (Goodfellow *et al.*, 2016; Ketkar, 2017).



These models were trained on a mixed sample of images of cut marks (N=488), tooth marks (N=106), and trampling marks (N=63). The images were taken at x30 magnification using a binocular microscope, then turned to grayscale and trimmed to show only the inner groove and shoulders of the marks. Augmentation techniques (i.e., rotation, skewing, horizontal and vertical translation, and mirroring) were used to increase sample variance, avoid overfitting, and improve the model performance when subjected to images not used during the training (Ketkar, 2017). Models were trained on batches of 32 images of 80x400 pixel resolution (.bmp format) updating the weights with backpropagation for 100 epochs each. The coding and training of the models were undertaken in Tensorflow (v. 2.3.0) and Keras (v. 2.4.3), in a Conda environment capable of CUDA computing with cuDNN (v. 11.2) (Chetlur *et al.*, 2014).

### 2.3. Characterization of the sediment

One sample of breccia attached to tooth RV001 was collected for laboratory characterization analyses at CENIEH: grain size analysis was performed using the Robinson pipette method, and X-ray Fluorescence (XRF) was used to obtain some insights into the composition of the sediment in major elements.

## 2.4. Direct dating

### 2.4.1. Samples

Several fossil specimens were collected *in situ* and selected for dating purpose, following a multi-technique approach combining Radio-

carbon (#546, #548 & #549), U-series (#546, #547 & #548) and Electron Spin Resonance (ESR) (#546) (Table 1).

### 2.4.2. Radiocarbon dating

The nitrogen percentage (%N) in both bone (#546, #548, and #549) and dentine (#548) was measured to establish whether sufficient collagen for radiocarbon dating was present. After removing the soft surface, 2-5 mg of bone/dentine powder was collected with a handheld Dremel™ drill and measured using an ANCA elemental analyzer connected to a Sercon 20-22 isotope ratio mass spectrometer operating in continuous flow mode, using an in-house gelatine reference. Analyses were performed at the Australian National University (ANU) Radiocarbon Laboratory, Australia.

### 2.4.3. U-series dating

Laser ablation (LA) and Solution U-series analyses were carried out using a Nu Plasma HR MC-ICP-MS in the Radiogenic Isotope Facility (RIF) at the School of Earth and Environmental Sciences, the University of Queensland (Australia).

*Laser ablation MC-ICP-MS U-series dating:* The LA analyses were carried out on tooth fragments collected from samples #546, #547, and #548 following the principles and procedures modified after Grün *et al.* (2014). Rather than applying off-line reduction of raw isotope signal intensity data to calculate the sample's  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  and  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  activity ratios (or using third-party software such as Lolite for such purpose), we used the MC-ICP-

Table 1: Details of the fossil specimens dated by different methods.

Tabla 1: Detalles de los especímenes fósiles fechados por diferentes métodos.

Lab ID	Excavation number	Description	Purpose
#546	RV001	Caprinae upper molar	Radiocarbon, solution U-series & ESR
#547	RV048	Caprinae lower molar	Laser Ablation U-series
#548	RV051	Caprinae lower molar	Laser Ablation U-series
#549	RV049	Caprinae lower molar	Radiocarbon

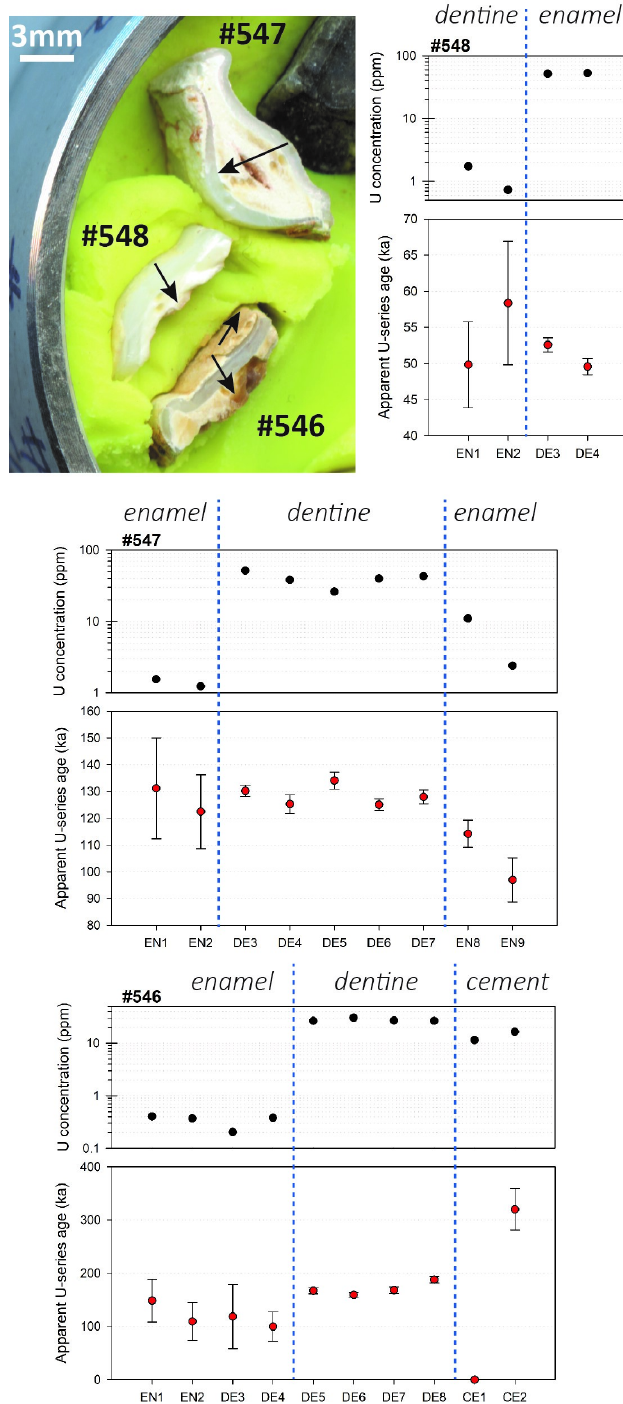


Figure 8: LA-MC-ICPMS U-series analyses performed across tooth fragments from samples #546, #547, and #548. The black arrows indicate the direction of the LA analyses. Numerical data may be found in Table 2. Key: LA= laser ablation; EN= enamel; DE = dentine; CE = cement

Figura 8: Análisis U-Th por MC-ICPMS con ablación láser realizados en secciones transversales de los dientes #546, #547 y #548. Las flechas negras indican la dirección de los análisis por ablación láser. Los datos numéricos se pueden encontrar en la Tabla 2. Leyenda: LA= ablación láser; ES= esmalte; DE = dentina; CE = cemento.

MS online data acquisition software designed for solution analysis to generate baseline fully corrected isotope ratio data directly from the mass spectrometer. Then the  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  activity ratios of the samples were normalized to a homogeneous tooth standard (used in Grün *et al.*, 2014) by interpolating through the results of the standard that was repeatedly measured at the beginning and then after every five unknown samples. The  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  activity ratio of this standard has been precisely calibrated by isotope dilution. In each sample, LA transects made of a succession of several rasters were performed across the various dental tissues along the tooth cross-sections (Fig. 8). The resulting mean analytical data obtained for each laser ablation short transect are given in Table 2 and are graphically displayed in Figure 8. This protocol is somehow analogous to micro-drilling of a series of spots along a tooth cross-section for solution MC-ICP-MS dating reported in previous publications (e.g., Price *et al.*, 2013, 2017). The difference is that the laser-ablation protocol does not involve any chemical separation of U and Th.

*U-series analyses of dental tissues by solution MC-ICPMS:* Additional solution U-series analyses were performed on the powdered enamel and dentine from #546 (the sample dated by ESR), following chemical treatment procedures and MC-ICP-MS analytical protocols described elsewhere (e.g., Clark *et al.*, 2014; Zhao *et al.*, 2009). Powdered sub-samples weighing ~10 mg were spiked with a mixed  $^{229}\text{Th}$ - $^{233}\text{U}$  tracer and then completely dissolved in concentrated  $\text{HNO}_3$ . After digestion, each sample was treated with  $\text{H}_2\text{O}_2$  to decompose trace amounts of organic matter and to facilitate complete sample-tracer homogenization. U and Th were separated using conventional anion-exchange column chemistry using Bio-Rad AG 1-X8 resin. After stripping off the matrix from the column using double-distilled 7N  $\text{HNO}_3$  as eluent, 3 ml of a 2%  $\text{HNO}_3$  solution mixed with a trace amount of HF was used to elute both U and Th into a 3.5-ml pre-cleaned test tube. After column chemistry, the U-Th mixed solution was injected into the MC-ICP-MS through a DSN-100 des-

olvation nebulizer system with an uptake rate of around 0.07 ml per minute. U-Th isotopic ratio measurement was performed on the MC-ICP-MS using a detector configuration to allow simultaneous measurements of both U and Th. Closed-system U-series ages were calculated using the Isoplot/Ex 3.75 Program (Ludwig, 2003). Results are given in Table 2.

#### 2.4.4. ESR dating

Sample preparation: Tooth #546 was prepared following the same procedure as in Val *et al.* (2021): the enamel layer was mechanically separated from the other dental tissues and both inner and outer surfaces were removed with a dentist drill to eliminate the volume that received an external alpha dose. The dentine attached to the enamel layer was kept aside for subsequent solution bulk U-series analyses (section 2.4.3.). Enamel and dentine were ground and sieved <200  $\mu\text{m}$ .

*ESR dose evaluation:* Dose evaluation utilized the multiple aliquot additive dose (MAAD) method. The enamel powder of sample #546 was split into eleven aliquots and gamma irradiated at CENIEH (Spain) with a Gammacell 1000 Cs-137 gamma source (dose rate =  $6.27 \pm 0.14$  Gy/min) to the following doses: 0.0, 49.0, 98.1, 147.0, 196.0, 294.1, 392.1, 588.0, 784.0, 980.0 and 1960.0 Gy. Room temperature ESR measurements were carried out at CENIEH with an EMXmicro 6/1 Bruker ESR spectrometer coupled to a standard rectangular ER 4102ST cavity. The following procedure was used to minimize the analytical uncertainties: (i) all aliquots of a given sample were carefully weighted into their corresponding tubes and a variation of <1 mg was tolerated between aliquots; (ii) ESR measurements were performed using a Teflon sample tube holder inserted from the bottom of the cavity to ensure that the vertical position of the tubes remains exactly the same for all aliquots. The following acquisition parameters were used: 1-10 scans, 1 mW microwave power, 1024 points resolution, 15 mT sweep width, 100 kHz modulation frequency, 0.1 mT modulation amplitude, 20

Table 2: LA-MC-ICPMS U-series analytical results. All errors are 2- $\sigma$ . Key: LA= laser ablation; EN= enamel; DE = dentine; CE = cement. n.c = not calculable. These results are graphically displayed in Fig. 8.

Tabla 2: Resultados analíticos U-Th por LA-MC-ICPMS. Todos los errores son 2- $\sigma$ . Leyenda: LA= ablación láser; ES= esmalte; DE = dentina; CE = cemento. n.c = no calculable. Estos resultados se muestran gráficamente en la Fig. 8.

Sample	Tissue and LA raster	U (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}$ Age (ka)	Initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$
#547	EN1	1.5	1.177 $\pm$ 0.093	1.584 $\pm$ 0.035	131.2 $\pm$ 18.8	1.85 $\pm$ 0.06
#547	EN2	1.2	1.118 $\pm$ 0.058	1.568 $\pm$ 0.063	122.5 $\pm$ 13.8	1.80 $\pm$ 0.07
Average $\pm$ 2 s.d.					126.8 $\pm$ 12.3	1.82 $\pm$ 0.06
#547	DE3	51.6	1.168 $\pm$ 0.018	1.580 $\pm$ 0.010	130.2 $\pm$ 2.2	1.84 $\pm$ 0.01
#547	DE4	38.2	1.141 $\pm$ 0.023	1.578 $\pm$ 0.010	125.3 $\pm$ 3.5	1.82 $\pm$ 0.01
#547	DE5	26.1	1.179 $\pm$ 0.021	1.569 $\pm$ 0.011	134.1 $\pm$ 3.1	1.83 $\pm$ 0.01
#547	DE6	39.9	1.140 $\pm$ 0.019	1.577 $\pm$ 0.009	125.1 $\pm$ 2.2	1.82 $\pm$ 0.01
#547	DE7	43.0	1.156 $\pm$ 0.019	1.578 $\pm$ 0.011	128.0 $\pm$ 2.6	1.83 $\pm$ 0.01
Average $\pm$ 2 s.d.					128.6 $\pm$ 7.5	1.83 $\pm$ 0.01
#547	EN8	11.0	1.083 $\pm$ 0.030	1.582 $\pm$ 0.020	114.2 $\pm$ 5.1	1.80 $\pm$ 0.02
#547	EN9	2.4	1.021 $\pm$ 0.52	1.651 $\pm$ 0.045	97.0 $\pm$ 8.3	1.86 $\pm$ 0.05
Average $\pm$ 2 s.d.					105.6 $\pm$ 24.3	1.83 $\pm$ 0.07
#548	EN1	1.7	0.558 $\pm$ 0.052	1.487 $\pm$ 0.042	49.8 $\pm$ 6.0	1.56 $\pm$ 0.05
#548	EN2	0.7	0.630 $\pm$ 0.069	1.482 $\pm$ 0.051	58.4 $\pm$ 8.6	1.57 $\pm$ 0.06
Average $\pm$ 2 s.d.					54.1 $\pm$ 12.1	1.56 $\pm$ 0.01
#548	DE3	51.7	0.552 $\pm$ 0.010	1.414 $\pm$ 0.011	52.6 $\pm$ 1.0	1.48 $\pm$ 0.01
#548	DE4	52.9	0.532 $\pm$ 0.012	1.426 $\pm$ 0.009	49.6 $\pm$ 1.1	1.49 $\pm$ 0.01
Average $\pm$ 2 s.d.					51.1 $\pm$ 4.3	1.49 $\pm$ 0.01
#546	EN1	0.4	1.149 $\pm$ 0.143	1.461 $\pm$ 0.085	148.3 $\pm$ 40.2	1.70 $\pm$ 0.12
#546	EN2	0.4	1.036 $\pm$ 0.196	1.556 $\pm$ 0.099	109.4 $\pm$ 35.3	1.76 $\pm$ 0.13
#546	EN3	0.2	1.016 $\pm$ 0.289	1.461 $\pm$ 0.135	118.7 $\pm$ 60.3	1.64 $\pm$ 0.18
#546	EN4	0.4	0.922 $\pm$ 0.151	1.479 $\pm$ 0.103	99.4 $\pm$ 27.6	1.63 $\pm$ 0.12
Average $\pm$ 2 s.d.					119.0 $\pm$ 42.2	1.68 $\pm$ 0.11
#546	DE5	26.4	1.314 $\pm$ 0.023	1.561 $\pm$ 0.016	167.3 $\pm$ 5.6	1.90 $\pm$ 0.02
#546	DE6	30.4	1.273 $\pm$ 0.022	1.550 $\pm$ 0.014	159.2 $\pm$ 4.5	1.86 $\pm$ 0.01
#546	DE7	26.9	1.307 $\pm$ 0.027	1.549 $\pm$ 0.012	168.2 $\pm$ 6.2	1.88 $\pm$ 0.02
#546	DE8	26.5	1.397 $\pm$ 0.026	1.572 $\pm$ 0.012	187.8 $\pm$ 6.4	1.97 $\pm$ 0.02
Average $\pm$ 2 s.d.					170.6 $\pm$ 24.3	1.90 $\pm$ 0.10
#546	CE1	11.5	1.901 $\pm$ 0.047	1.596 $\pm$ 0.019	n.c.	n.c.
#546	CE2	16.5	1.701 $\pm$ 0.050	1.601 $\pm$ 0.014	319.8 $\pm$ 38.9	2.48 $\pm$ 0.16

ms conversion time, and 5 ms time constant. All aliquots were successively measured within a short time interval (<1 h). This procedure was repeated two times over successive days without removing the enamel from the ESR tubes between measurements to evaluate measure-

ment and equivalent dose ( $D_E$ ) precisions (Table 3). The ESR intensities were extracted from the T1-B2 peak-to-peak amplitudes of the ESR signal (Grün, 2000b), and then normalized to the corresponding number of scans and aliquot mass.  $D_E$  values were obtained by fitting

a single saturating exponential (SSE) through the mean ESR intensities derived from the repeated measurements. Fitting was performed with Microcal OriginPro 9.1 software, which is based on a Levenberg-Marquardt algorithm by chi-square minimization. Data were weighted by the inverse of the squared ESR intensity ( $1/I^2$ ) and the inverse of the squared experimental errors ( $1/s^2$ ) (Grün & Brumby, 1994). The ESR dose-response curve (DRC) is shown in Figure 9, while numerical fitting results are given in Table 3. The final  $1-\sigma$   $D_E$  error used for age calculation (Table 4) includes both the fitting and gamma source dose rate errors.

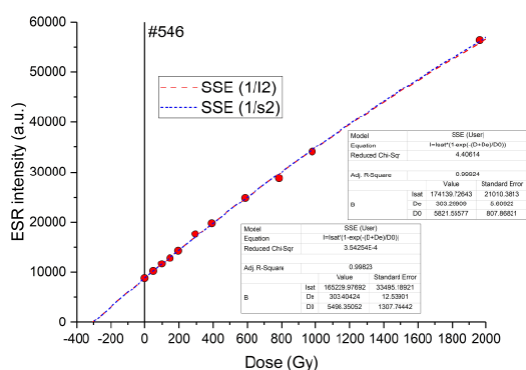


Figure 9: ESR dose-response curve derived from the measurement of enamel sample #546. The ESR intensities and associated errors of each aliquot correspond to the mean value and one standard deviation derived from the repeated ESR measurements. Numerical fitting results may be found in Table 3.

Figura 9: Curvas de crecimiento ESR de la muestra de esmalte #546. Las intensidades ESR y los errores asociados para cada alícuota corresponden al valor medio y una desviación estándar derivada de las mediciones ESR repetidas. Los resultados numéricos se pueden encontrar en la Tabla 3.

**Dose rate evaluation and age calculations:** No *in situ* evaluation of the gamma dose rate associated with the teeth was performed. Both the beta and gamma dose rates were derived from the laboratory analysis of a sediment sample collected directly from tooth #546. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS) analyses were performed on all sediment samples by Genalysis Laboratory Services, following a four-acid digest preparation

Table 3: Detailed ESR results obtained for the enamel of sample #546. Measurement precision is expressed as the mean coefficient of variation obtained for all the aliquots of a given sample after the two or three repeated measurements. DE precision is the variation of the DE values derived from the repeated measurements of a given sample.

Tabla 3: Resultados detallados de ESR obtenidos para el esmalte de la muestra #546. La precisión de la medida se expresa como el coeficiente medio de variación obtenido para todas las alícuotas de una muestra dada después de dos o tres medidas repetidas. La precisión DE es la variación de los valores DE derivados de las mediciones repetidas de una muestra dada.

Sample	#546
Average weight per aliquot (mg)	14.9 ± 0.3
Number of repeated measurements	2
Measurement precision (%)	0.8
<b>SSE fitting (data weighting by 1/I<sup>2</sup>)</b>	
D <sub>E</sub> precision (%)	1.8
Adj. r-Square	0.998
D <sub>E1</sub> (Gy)	303 ± 13
D <sub>max</sub> (Gy)	1960
D <sub>max</sub> /D <sub>E</sub>	6.5
<b>SSE fitting (data weighting by 1/s<sup>2</sup>)</b>	
Adj. r-Square	0.999
D <sub>E2</sub> (Gy)	303 ± 6
D <sub>max</sub> (Gy)	1960
D <sub>max</sub> /D <sub>E</sub>	6.5

procedure. The following parameters were used for the dose rate calculations: an alpha efficiency of  $0.13 \pm 0.02$  (Grün & Katzenberger-Apel, 1994), Monte-Carlo beta attenuation factors from (Marsh, 1999), dose-rate conversion factors from (Guérin *et al.*, 2011). Water content values (% wet weight) were assumed to be  $5 \pm 3$  wt.% and  $15 \pm 5$  wt.% in dentine and sediment, respectively. A long-term depth value of  $1 \pm 1$  m was considered for the cosmic dose rate evaluation. Post-Rn equilibrium was assumed in dental tissues and sediment. Beta dose rate evaluation was performed using a sample geometry sediment/enamel/dentine. DATA (Grün, 2009), a Quick Basic-based program was used to calculate US-ESR based on the US model defined



Table 4: Data inputs and outputs associated with the ESR age calculations. All errors are given at a 1- $\sigma$  confidence level.

Tabla 4: Datos asociadas con los cálculos de edad ESR. Todos los errores se dan con un nivel de confianza de 1- $\sigma$ .

Sample	#546
<b>Enamel</b>	
Dose (Gy)	303 $\pm$ 9
U (ppm)	0.390 $\pm$ 0.000
$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	1.489 $\pm$ 0.002
$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	0.507 $\pm$ 0.001
$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	860
Apparent U-series age (ka)	73.6 $\pm$ 0.3
Initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	1.602 $\pm$ 0.002
Alpha Efficiency	0.13 $\pm$ 0.02
Water content (%)	0
Initial enamel thickness ( $\mu\text{m}$ )	613 $\pm$ 61
<b>Dentine</b>	
U (ppm)	19.25 $\pm$ 0.02
$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	1.551 $\pm$ 0.001
$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	0.763 $\pm$ 0.001
$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	1666
Apparent U-series age (ka)	138.3 $\pm$ 0.7
Initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	1.815 $\pm$ 0.002
Water (%)	5 $\pm$ 3
Removed enamel thickness ( $\mu\text{m}$ )	62 $\pm$ 6
<b>Sediment</b>	
U (ppm)	0.82 $\pm$ 0.07
Th (ppm)	3.08 $\pm$ 0.14
K (%)	0.48 $\pm$ 0.02
Water (%)	15 $\pm$ 5
Removed thickness ( $\mu\text{m}$ )	47 $\pm$ 5
<b>US-ESR age calculations</b>	
Internal dose rate ( $\mu\text{Gy/a}$ )	37 $\pm$ 6
Beta dose rate, dentine ( $\mu\text{Gy/a}$ )	268 $\pm$ 30
Beta dose rate, sediment ( $\mu\text{Gy/a}$ )	90 $\pm$ 9
Gamma dose rate ( $\mu\text{Gy/a}$ )	297 $\pm$ 21
Cosmic dose rate ( $\mu\text{Gy/a}$ )	183 $\pm$ 18
Total dose rate ( $\mu\text{Gy/a}$ )	875 $\pm$ 44
p enamel	1.62
p dentine	-0.20
<b>US-ESR age (ka)</b>	<b>346 +23 -21</b>
<b>EU-ESR (ka)</b>	<b>253 <math>\pm</math> 12</b>
<b>CSUS-ESR (ka)</b>	<b>418 <math>\pm</math> 28</b>

by Grün *et al.* (1988) and CSUS-ESR age estimates. The CS model defined by Grün (2000a) is based on the assumption of a closed system behavior after a rapid uranium uptake event in dental tissues. The CSUS-ESR age is usually considered as providing a maximum age constraint for the fossil. US and CSUS models are typically considered to encompass all possible uptake scenarios. Early uptake (EU)-ESR ages were also calculated for comparison. All US-ESR data inputs and outputs are given in Table 4. More information about the combined U-series/ESR dating method may be found in Duval (2015).

### 3. Results and Discussion

#### 3.1. Paleontological and taxonomic analysis

Our analysis shows that 45 remains are postcranial elements, including mostly elements from the appendicular skeleton (N=33), while 1 cranial bone and 11 teeth may also be identified (Figs. 4-7; see detailed information in Table 5).

Regarding the taxonomic assessment, the anatomical characters are not sufficiently preserved to enable an attribution to the genus or species level. We nevertheless identified that the assemblage is largely dominated by the presence of remains attributed to the subfamily Caprinae (~67%): 34 remains may be securely attributed to this subfamily, while 4 additional specimens may share a similar attribution. In the sample, one single specimen of the Cervidae family is also represented. The fossil assemblage includes 4 specimens that belong to Carnivores, but only 1 of these can be attributed to a subfamily (the Felinae subfamily). Finally, one remain belongs to the Order Lagomorpha, and 13 cannot be taxonomically determined (indet.). Among these skeletal remains, 35 are assessed as adult/mature remains, 7 as immature remains, and 15 as indet. The most repeated Caprinae remain is the left tibia (N=5, 4 mature, and 1 immature), resulting in the calculation of a



Table 5: Basic description of the fossil remains collected from Los Villares locality. Key: N/A = not applicable; Indet. = Indeterminate; \* = possible attribution, to be confirmed in the future.

Tabla 5: Descripción básica de los restos fósiles recolectados en la localidad de Los Villares. Clave: N/A = no aplicable; indet. = Indeterminado; \* = posible atribución, por confirmar en el futuro.

	<b>Anatomy</b>	<b>Part</b>	<b>Laterality</b>	<b>Taxa</b>	<b>Development</b>
<b>RV001</b>	Teeth	Partial	Indet.	Caprinae	Adult
<b>RV003</b>	Teeth	Proximal	Left	Caprinae	Adult
<b>RV004</b>	Teeth	Partial	Indet.	Caprinae	Adult
<b>RV032</b>	Teeth	Partial	Indet.	Caprinae	Adult
<b>RV044</b>	Teeth	Distal	Left	Caprinae	Adult
<b>RV046</b>	Teeth	Distal	Left	Caprinae	Adult
<b>RV047</b>	Teeth	Complete	Left	Caprinae	Adult
<b>RV048</b>	Teeth	Complete	Indet.	Caprinae	Adult
<b>RV049</b>	Teeth	Proximal	Indet.	Caprinae	Adult
<b>RV050</b>	Teeth	Proximal	Left	Caprinae	Adult
<b>RV051</b>	Teeth	Complete	Indet.	Caprinae	Adult
<b>RV007</b>	Calcaneus	Complete	Indet.	Caprinae	Adult
<b>RV022</b>	Calcaneus	Body	N/A	Caprinae	Immature
<b>RV029</b>	Calcaneus	Distal	Left	Caprinae	Adult
<b>RV017</b>	Scapula	Diaphysis	Indet.	Caprinae	Adult
<b>RV011</b>	Phalanx	Shaft	Indet.	Caprinae	Adult
<b>RV012</b>	Phalanx	Proximal	Right	Caprinae	Adult
<b>RV005</b>	Femur	Proximal	Right	Caprinae	Adult
<b>RV006</b>	Femur	Proximal	Left	Caprinae	Immature
<b>RV002</b>	Humerus	Distal	Left	Caprinae	Adult
<b>RV031</b>	Humerus	Distal	Left	Caprinae	Immature
<b>RV038</b>	Humerus	Distal	Right	Caprinae	Adult
<b>RV009</b>	Metacarpal	Indet	N/A	Caprinae	Adult
<b>RV055</b>	Phalanx	Indet.	Left	Caprinae	Adult
<b>RV010</b>	Tibia	Proximal	Left	Caprinae	Adult
<b>RV021</b>	Tibia	Indet.	N/A	Caprinae	Adult
<b>RV025</b>	Tibia	Distal	Left	Caprinae	Adult
<b>RV030</b>	Tibia	Diaphysis	Indet.	Caprinae	Immature
<b>RV053</b>	Tibia	Distal	Left	Caprinae	Adult
<b>RV014</b>	Ulna	Distal	Left	Caprinae	Immature
<b>RV018</b>	Ulna	Proximal	Left	Caprinae	Immature
<b>RV020</b>	Ulna	Partial	Indet.	Caprinae	Adult
<b>RV013</b>	Vertebra	Indet.	Indet.	Caprinae	Immature
<b>RV041</b>	Metacarpal	Indet.	Indet.	Caprinae	Indet.
<b>RV019</b>	Scapula	Indet.	Indet.	Caprinae*	Adult
<b>RV008</b>	Phalanx	Indet.	Indet.	Caprinae*	Adult
<b>RV037</b>	Femur	Distal	Left	Caprinae*	Indet.
<b>RV027</b>	Calcaneus	Distal	Left	Caprinae*	Adult

<b>RV056</b>	Teeth	Indet.	Indet.	Carnivore*	Adult
<b>RV043</b>	Tibia	Indet.	Indet.	Cervidae	Adult
<b>RV054</b>	Mandible	Proximal	Right	Felinae	Adult
<b>RV016</b>	Rib	Indet.	Indet.	Indet.	Indet.
<b>RV024</b>	Coxal bone	Distal	Right	Indet.	Indet.
<b>RV042</b>	Scapula	Partial	Indet.	Indet.	Indet.
<b>RV033</b>	Indet.	Proximal	Right	Indet.	Indet.
<b>RV034</b>	Indet.	Partial	Indet.	Indet.	Indet.
<b>RV035</b>	Indet.	Partial	Indet.	Indet.	Indet.
<b>RV036</b>	Indet.	Partial	Indet.	Indet.	Indet.
<b>RV039</b>	Indet.	Partial	Indet.	Indet.	Indet.
<b>RV040</b>	Indet.	Partial	Indet.	Indet.	Indet.
<b>RV028</b>	Tibia	Partial	Indet.	Indet.	Indet.
<b>RV023</b>	Vertebra	Proximal	Indet.	Indet.	Indet.
<b>RV026</b>	Vertebra	Complete	Left	Indet.	Indet.
<b>RV045</b>	Femur	Hemimandible	Indet.	Indet.	Adult
<b>RV052</b>	Femur	Complete	Indet.	Lagomorpha	Adult
<b>RV015</b>	Long bone	Partial	Indet.	Large Carnivore Indet.	Indet.
<b>RV057</b>	Metacarpal	Various	Indet.	Small Carnivore Indet.	Adult

minimum number of 5 Caprinae individuals. Additionally, 1 Felinae, 1 Cervidae, and 1 Lagomorpha were also assessed, totaling a minimum number of 8 individuals and 4 taxa in the assemblage.

### 3.2. Preliminary taphonomic study

So far, the fossil record recovered at the Los Villares site is scarce. However, we were still able to analyze the fracture pattern in 10 long bones found at the site. The analysis of the fracture outlines shows that most of the bones have irregular edges. The relation between the shaft length and preserved length shows that no bones preserve more than half of their length. Our study indicates that the long bones were fractured when they were already dry, and overall show no evidence of human activity.

The only exception is the remain RV-017, which does show potential evidence of human-made alterations (i.e., cut mark; Fig. 10). This possibility was statistically evaluat-

ed through an artificial intelligence (AI) approach. Results show that all the AI models consistently agree in classifying this bone surface modification (BSM) as a cut mark (Table 6). Moreover, four out of the five models



Figure 10: Detailed picture of the potential human-made cut mark found on fossil RV-017.

Figura 10: Imagen detallada de la posible marca de corte hecha por humanos encontrada en el fósil RV-017.

Table 6: Classification values for the bone surface modifications (BSM) image analyzed. The table shows the confidence of each model architecture when classifying the BSM into the different three classes. The categories definition can be found in Domínguez-Rodrigo *et al.* 2020.

*Tabla 6: Valores de clasificación para la imagen de modificaciones de la superficie ósea (BSM) analizada. La tabla muestra la confianza de cada modelo de arquitectura al clasificar el BSM en las tres clases diferentes. La definición de las categorías se encuentra en Domínguez-Rodrigo *et al.* 2020.*

	Tooth mark	Cut mark	Trampling mark
<b>DenseNet201</b>	21.79%	77.20%	0.99%
<b>VGG16</b>	0%	100%	0%
<b>VGG19</b>	0.04%	99.95%	0.01%
<b>InceptionV3</b>	0.20%	99.78%	3.21·10 <sup>-5</sup> %
<b>ResNet50</b>	0.73%	99.25%	1.79·10 <sup>-5</sup> %

achieve confidence rates of 99% or higher, strengthening the reliability of this identification. Also, both parallel and sequential model architectures achieve similar results, showing that they are equally suitable for these classification problems and thus, both should be considered when conducting AI analyses.

### 3.3. Geochemical characterization of the breccia

Grain size analysis shows that the sediment is silty sand, almost equally dominated by the sandy (44.1 %) and silty (41.5%) fractions, while clay represents about 14.4 % of the total (Table 7). Quantitative XRF analysis shows that it is largely dominated by Ca (45.4%) and Si (11.01 %), most likely resulting from carbonates and silicates, respectively (Table 8). The non-negligible amount of Al (4.0%) may illustrate the presence of clays, in agreement with grain size analysis, and the presence of feldspars.

### 3.4. Dating results

#### 3.4.1. Radiocarbon dating

Although theoretically bone with 0.2 %N should contain the  $\geq 1$  % collagen required for radiocarbon dating, (Brock *et al.*, 2012) found bone containing  $\geq 0.7$  % N had a 73 % chance of containing sufficient collagen when extracted and cleaned with an ultrafiltration

Table 7: XRF results from the brecciated sediment showing the relative proportions of various major elements in their oxidized state. LOI = loss of ignition.

*Tabla 7: Resultados XRF del sedimento brechificado que muestran las proporciones relativas de varios elementos principales en su estado oxidado. LOI = loss of ignition.*

	Amount (%)
<b>SiO<sub>2</sub></b>	11.05
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4.04
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.78
<b>MnO</b>	0.027
<b>MgO</b>	0.39
<b>CaO</b>	45.39
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.03
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.58
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.21
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	1.25
<b>SO<sub>3</sub></b>	0.02
<b>LOI</b>	35.24

protocol. Unfortunately, samples from Los Villares contained between 0.02-0.07 %N and were not datable with radiocarbon.

#### 3.4.2. LA U-series analyses

High-resolution LA U-series analyses were performed to (i) evaluate the spatial distribution of U-series data across dental tissues of samples #546, #547, and #547, and (ii) evaluate the suitability of sample #546 for combined U-series/ESR dating.

Table 8: Granulometric results obtained from the brecciated sediment using the Robinson pipette method.

*Tabla 8: Resultados granulométricos obtenidos del sedimento brechificado utilizando el método de la pipeta de Robinson.*

Size class	Fraction ( $\mu\text{m}$ )	retained (% weight)
Sand	2000-500	30.3
	500-212	6.6
	212-53	7.2
	Total sand	44.1
Silt	53-20	13.0
	20-2	28.5
	Total silt	41.5
Clay	<2	14.4

Sample #547 shows apparent ages that are systematically >100 ka across dentine and enamel: the first enamel domain (EN1-EN2) analyzed, and the dentine return overall consistent ages of ~127 ka and ~129 ka, respectively, while the second enamel domain yields younger estimates of ~106 ka. The asymmetric shape of the age profile suggests that there is a more recent uranium uptake overprint from one side of the tooth.

In comparison, sample #548 shows much younger age estimates, although overall consistent across dentine (~51 ka) and enamel (~54 ka) (Table 3).

Finally, LA analysis of sample #546 returns somewhat consistent U-series data within enamel and dentine domains. No recent overprint is observed within the tooth. The uranium concentration varies between 0.2 and 0.4 ppm in enamel, and between 26 and 30 ppm in dentine. Similarly, the apparent U-series ages vary within a relatively narrow range (dentine) or are all 1- $\sigma$  consistent (enamel). Pseudo bulk mean values of ~119 ka and ~171 ka are obtained for the enamel and dentine, respectively. In contrast, the cement returns more scattered U-series data, with apparent U-series age estimates that are close or even beyond secular equilibrium, indicating that

the tissue is experiencing uranium leaching. While the LA raster CE2 provides an apparent age result of  $319.8 \pm 38.9$  ka (Table 3) that could be interpreted as a minimum age constraint for the fossil, the occurrence of uranium leaching in this tissue (LA raster CE1) suggests that the reliability of this result should be considered with caution.

All apparent U-series age estimates should be regarded as minimum age constraints (provided there is no evidence for uranium leaching), since uranium uptake may sometimes be significantly delayed after the death of the organism. Consequently, a minimum age of ~130 ka, ~50 ka, and ~170 ka may be proposed for samples #547, #548, and #546, respectively. Additionally, these results indicate that the age of the fossil specimens lies beyond the Radiocarbon time range.

Finally, U-series data collected for sample #546 show that (i) the enamel tissue has very low uranium concentrations (<0.5 ppm), and (ii) there is no evidence of uranium leaching in dentine and enamel tissues (i.e., finite age can be calculated), unlike in cement. These two observations indicate that the tooth is overall suitable for ESR dating: sample preparation for ESR dating was therefore focused on an area of the tooth without cement.

### 3.4.3. ESR dose evaluation

Measurement precision achieved is overall excellent (0.8%), resulting in a  $D_E$  repeatability of < 2 % (Table 3).  $D_E$  value obtained over the full irradiation dose range is  $303 \pm 13$  Grays (Gy) (Fig. 9). Goodness-of-fit is excellent (adjusted  $r^2 > 0.99$ ). The corresponding  $D_{max}/D_E$  ratio value falls within the recommended range by Duval and Grün (2016) for a  $D_E$  value of this magnitude ( $5 < D_{max}/D_E < 10$ ). Additional dose-response curve (DRC) fitting was performed using data weighting by  $1/s^2$ , yielding virtually the same  $D_E$  value (Table 3). This illustrates the negligible impact of data weighting on the fitting outcome.

#### 3.4.4. Combined U-series and ESR age calculations

Solution U-series analyses of the bulk powdered dental tissues return apparent age estimates of  $\sim 74$  and  $\sim 138$  ka (Table 4). As minimum age constraints for the fossil, they are not incompatible with the LA results, which are somewhat older for both tissues. The differences observed between solution and LA analyses most likely result from the spatial heterogeneity of U-series data within the tooth, which may sometimes be significant since the samples were collected from different parts of the tooth. Combined U-series/ESR age calculations were performed using solution U-series analytical results since the powdered enamel sample is the same that was independently analyzed by ESR, while the dentine sample was directly attached to this enamel sample.

Age calculation based on the US model (Grün *et al.*, 1988) yields a combined US-ESR estimate of  $346 \pm 23 -21$  ka for tooth #546 (Table 4). Modeled p-values indicate a recent uptake in the enamel ( $>0$ ), and a somewhat early uptake in the dentine instead ( $p < 0$ ). Dose rate evaluation indicates that the beta component from the dentine and the gamma component represents about 30% of the total value. The cosmic dose rate is also not negligible, representing about 20 % of the total value.

Three main sources of uncertainty may be identified. First, the absence of *in situ* dosimetry precludes a proper evaluation of the true gamma dose rate. Given the non-negligible weight of this component in the dose rate evaluation, we anticipate that any heterogeneity from the surrounding sedimentary environment, may potentially significantly impact the calculated age result. However, this is presently impossible to quantify. In contrast, the influence of both long-term depth and long-term water content can be roughly assessed. Age simulations using depth values of 0.5, 2 and 5 m return US-ESR estimates of  $\sim 338$  ka,  $\sim 358$  ka, and  $\sim 386$  ka, respectively, i.e., -2%, +3%, and +12 % compared to the

value initially calculated. In all cases, the calculated values remain  $1-\sigma$  consistent with the age of  $346 \pm 23 -21$  ka. Variation of the long-term water content by  $\pm 5\%$  and  $\pm 10\%$  compared with the initial value, return US-ESR estimates that vary by  $\pm 3-4\%$  and  $\pm 7-8\%$ , respectively. Again, all the calculated ages remain  $1-\sigma$  consistent with the age initially calculated. In summary, even when using somewhat extreme long-term depth and water content values, the US-ESR age remains between 300 and 400 ka. This chronology would position the fossil assemblage between MIS 9 and 11 (Lisiecki & Raymo, 2005).

#### 3.5. Significance of Los Villares fossil assemblage in the Southern Plateau and the Spanish archeo-paleontological record

To the best of our knowledge, this is the first directly dated fossil assemblage of the Middle Pleistocene age reported in the Guadiana Basin (Southern Plateau), filling a gap in the Pleistocene fossil record of the Iberian Peninsula (Fig. 11). In the Northern Plateau, the Atapuerca Complex (Burgos) includes Galería TG8 level dating  $>350$  ka (Demuro *et al.*, 2014; Pérez-González *et al.*, 2001), Sima de los Huecos dated to around 450 ka (Arsuaga *et al.*, 2014) and the Gran Dolina TD10 level with an age of between 320-370 ka (Falguères *et al.*, 1999; Moreno *et al.*, 2012). In the surroundings of the Iberian chain, there are Middle Pleistocene fossil sites linked to river terraces such as Torralba and Ambrona complex (Soria, Castilla y León) and Cuesta de la Bajada (Teruel), at ages of 314-366 ka for AS6 from the Lower Complex of Ambrona (AS1 to AS6; Falguères *et al.*, 2006)), and 243-337 ka (for Cuesta de la Bajada; Santonja *et al.*, 2014).

In the upper Tagus Basin, Áridos 1 and 2 have yielded micro- and large mammals as well as Acheulean lithic artifacts (Santonja *et al.*, 2001 and references therein). They belong to the stratigraphic unit Arganda I, which has been chronologically constrained to between 295 and 365 ka based on ESR and Amino Acid Racemization methods (Panera *et al.*, 2011).



Downstream in the Tagus Basin, the Gruta da Aroeira (Portugal) contains Mousterian levels that include a partial human skull and have been dated to 390-436 ka (Daura *et al.*, 2017). In the Coastal-Catalan Ranges, levels XVII-XV from Cova del Bolomor (Fernández Peris *et al.*, 2008), have been dated around 347-242 ka. Finally, in the South of the Iberian Peninsula, the Acheulean assemblage and associated fauna excavated from the site of Solana del Zamborino (Guadix-Baza basin) have been recently chronologically constrained to between around 300-480 ka using magnetostratigraphy (Álvarez-Posada *et al.*, 2017).

Moreover, from an archeological perspective, the identification of a cut mark on one of the fossils suggests a human presence in the area around 300-400 ka. The chronology of the Los Villares site falls within a period of special interest, in which several Spanish localities have provided very distinct lithic assemblages attributed to either Acheulean or Middle Paleolithic technocomplexes. For some authors, this suggests that different human groups might have been coexisting in the Ibe-

rian Peninsula during the Middle Pleistocene (e.g., Méndez-Quintas *et al.*, 2018; Santonja *et al.*, 2014). For example, Cuesta de la Bajada (Teruel) site has yielded a Middle Paleolithic lithic industry and associated fauna possibly correlated to the MIS 9, while the Ambrona archaeo-paleontological site, located on the NE edge of the Central System has produced an Acheulean assemblage of somewhat close chronology (e.g., Duval, 2018; Falguères *et al.*, 2006).

Among the archeological sites in the region of Los Villares, the Upper Guadiana Basin, it is worth highlighting El Sotillo (Arroyo & de la Torre, 2013; Ciudad Serrano *et al.*, 1983), Albalá (Arroyo & de la Torre, 2013; Santonja *et al.*, 1977), El Martinete (Querol & Santonja, 1983), Porzuna (Vallespi *et al.*, 1979) and Dehesa and Molino del Emperador (López-Recio *et al.*, 2001; Morín de Pablos *et al.*, 2007). While a large number of Acheulean stone tools have been found in all (e.g., > 1000 bifaces in Porzuna), Molino del Emperador is the only site with a supposedly clear chronostratigraphic context: it is located on the ter-

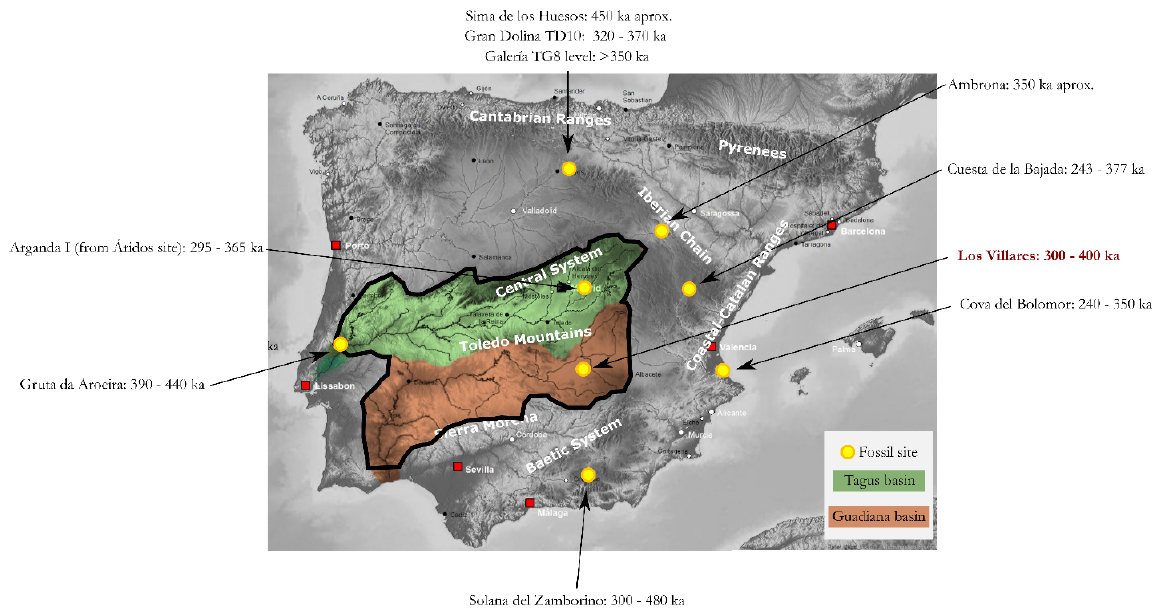


Figure 11: Main Middle Pleistocene localities in the Iberian Peninsula with similar ages to Los Villares locality.  
 Figura 11: Principales localidades del Pleistoceno Medio en la Península Ibérica con edades similares a la localidad de Los Villares.



race +13/16m of the Guadiana River, which has been dated by OSL to around 150 ka (López-Recio *et al.*, 2004). However, this age should be treated with caution, given some methodological issues recently reported by Garcia-Vadillo *et al.* (2021). The chronologies of all other sites are based on the typological assignment of the lithic assemblages and are therefore more difficult to securely place in time (Fernández *et al.*, 2005).

#### **4. Conclusions**

The results from this multidisciplinary study show the Los Villares fossil site is likely to be a significant archeo-palaeontological archive in the Southern Iberian Plateau. Not only does it have a high density of well-preserved skeletal and dental remains, but it also has a crucial chronology and may contain evidence of human activity. As such, it will fill a gap of knowledge in an area characterized by a very limited Pleistocene fossil and archeological record compared to other Iberian regions (García-Martínez, 2019). Our multi-technique dating approach provides the first direct age constraints for the archeo-paleontological assemblage, positioning Villares around MIS 9-11 i.e., within a time range of great interest for the understanding of human migrations and occupations in the Iberian Peninsula during the Middle Pleistocene.

However, we would also like to clearly acknowledge the existing limitations of the present work to avoid any overinterpretation of these promising results. For example, the ESR chronology is based on a very limited number of samples analyzed, and there is inherent uncertainty associated with the gamma dose rate reconstruction and the evaluation of long-term depth and water content. Nevertheless, considering most sources of uncertainty, our simulations suggest that the age of the fossil specimen remains systematically between 300 and 400 ka. In addition, the presence of a cut mark suggests possible human activity at the site, although other hy-

potheses such as carnivore origin cannot be ruled out until new additional evidence of human presence can be provided.

Based on these first results, there is now a crucial need to collect further data about the spatial and stratigraphic extension of the fossil assemblage through a proper systematic excavation campaign. In particular, future investigations will focus on the detailed description of the stratigraphic and geological context. This will enable us to determine whether the fossil assemblage represents a single depositional event.

#### **Acknowledgments**

We thank José Ramos Sanz, president of Los Villares house state (Ruidera, Ciudad Real), and Antonio Ruiz Reinosa, guard of the house state, for their kindness and collaboration regarding the preservation of the archaeo-paleontological heritage in Los Villares. We also thank Dr. Carlos Arroyo and Dr. Javier Campos Fernández de Sevilla for the news about the findings. We are grateful to Salvador Jiménez and Dr. Santiago Domínguez for their initial input on the paleontology, archeology, and geology of the area. María Jesús Alonso Escarza, Leticia Miguens Rodríguez and Javier Iglesias Cibanal (CENIEH), and Faye Liu (UQ) provided invaluable support for the ESR and U-series dating analyses. Aspects of the dating analyses have been funded by the Spanish Ramón y Cajal Fellowship RYC2018-025221-I granted to MD. U-series dating analyses were carried out within the framework of the existing Brisbane Geochronology Alliance between Griffith University, the University of Queensland, and the Queensland University of Technology. The “Juan de la Cierva Formación” program (FJCI-2017-32157), from the Spanish Ministry of Science and Innovation, funds DGM. Grain size and XRF analyses were both performed at CENIEH by Leticia Miguens Rodríguez and Javier Iglesias Cibanal (Technical report I-2020-009-GE), and by Ana Alvaro Gallo (Technical report AM I-2020-016), respectively.

## References

- Abellán, N., Jiménez-García, B., Aznarte, J., Baquedano, E., & Domínguez-Rodrigo, M. (2021). Deep learning classification of tooth scores made by different carnivores: achieving high accuracy when comparing African carnivore taxa and testing the hominin shift in the balance of power. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 13(2), 1-14. <https://doi.org/10.1007/s12520-021-01273-9>
- Aguirre, E. (1989). Vertebrados del Pleistoceno continental. *Mapa Del Cuaternario de España, Escala 1: 1.000 000*, 47-69.
- Alberdi, M. T., Jiménez, E., Mazo, A. V., Morales, J., Sesé, C., & Soria, D. (1984). Paleontología y biostratigrafía de los yacimientos villafranchienses de Las Higuieruelas y Valverde de Calatrava II (Campo de Calatrava, Ciudad Real). *Actas I Reunión de Estudios Regionales de Castilla-La Mancha*, 3, 255-277.
- Álvarez, M., Cirujano, S., Montero González, E., Roja, C., Rodrigo, M., Piña, E., Rodríguez, J. C., Soriano, Ó., Aboal, M., & Marín, J. P. (2007). Ecología acuática y sociedad de las lagunas de Ruidera. *CSIC, Madrid*.
- Álvarez-Posada, C., Parés, J. M., Sala, R., Viseras, C., & Pla-Pueyo, S. (2017). New magnetostratigraphic evidence for the age of Acheulean tools at the archaeo-paleontological site "Solana del Zamborino" (Guadix-Baza Basin, S Spain). *Scientific Reports*, 7(1), 1-9. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14024-5>
- Arribas Herrera, A., & Palmqvist, P. (1998). Taphonomy and paleoecology of an assemblage of large mammals: hyaenid activity in the lower Pleistocene site at Venta Micena (Orce, Guadix-Baza Basin, Granada, Spain). *Geobios*, 31, 3-47. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(98\)80056-9](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(98)80056-9)
- Arribas Herrera, A., Riquelme, J. A., Palmqvist, P., Garrido, G., Hernández, R., Laplana, C., Soria, J. M., Viseras, C., Durán, J. J., & Gumiel, P. (2001). Un nuevo yacimiento de grandes mamíferos villafranchienses en la Cuenca de Guadix-Baza (Granada): Fonelas P-1, primer registro de una fauna próxima al límite Plio-Pleistoceno en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 112(4), 3-34.
- Arribas Herrera, A., & Jordá Pardo, J. F. (1999). Los mamíferos del Cuaternario kárstico de Guadalajara (Castilla-La Mancha, España). In *La Huella del Pasado. Fósiles de Castilla-La Mancha* (pp. 327-353). Array.
- Arroyo, A., & de la Torre, I. (2013). Acheulean large flake technology in Campo de Calatrava (Ciudad Real, Spain). *Archaeology, Ethnology, and Anthropology of Eurasia*, 41(4), 2-10. <https://doi.org/10.1016/j.aeae.2014.07.002>
- Arsuaga, J. L., Carretero, J.-M., Lorenzo, C., Gómez-Olivencia, A., Pablos, A., Rodríguez, L., García-González, R., Bonmatí, A., Quam, R. M., Pantoja-Pérez, A., Martínez, I., Aranburu, A., Gracia-Téllez, A., Poza-Rey, E., Sala, N., García, N., Alcázar de Velasco, A., Cuenca-Bescós, G., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2015). Postcranial morphology of the middle Pleistocene humans from Sima de los Huesos, Spain. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112, 11524-11529. <http://www.pnas.org/content/early/2015/08/27/1514828112.abstract>. <https://doi.org/10.1073/pnas.1514828112>
- Arsuaga, J. L., Lorenzo, C., Carretero, J. M., Gracia, A., Martínez, I., García, N., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (1999). A complete human pelvis from the middle Pleistocene of Spain. *Nature*, 399(6733), 255-258. <https://doi.org/10.1038/20430>
- Arsuaga, J. L., Martínez, I., Arnold, L. J., Aranburu, A., Gracia-Téllez, A., Sharp, W. D., Quam, R. M., Falguères, C., Pantoja-Pérez, A., Bischoff, J., Poza-Rey, E., Parés, J. M., Carretero, J. M., Demuro, M., Lorenzo, C., Sala, N., Martínón-Torres, M., García, N., Alcázar de Velasco, A., ... Carbonell, E. (2014). Neandertal roots: Cranial and chronological evidence from Sima de los Huesos. *Science*, 344(6190), 1358-1363. <https://doi.org/10.1126/science.1253958>
- Badiola, E. R., Mazo, A. V., & Ruiz, P. R. (2007). El yacimiento de Las Higuieruelas, Alcolea de Calatrava (Ciudad Real): procesos diagenéticos y volcanismo asociado. *Estudios Geológicos*, 63(2), 67-86. <https://doi.org/10.3989/egeol.07632194>
- Baldeón, A. (1993). El yacimiento de Lezetxiki (Gipuzkoa, País Vasco): los niveles musterienses. *Munibe*, 54, 3-97.
- Baquedano, E., Márquez, B., Pérez-González, A., Mosquera Martínez, M., Huguet Pamiès, R., Espinosa, J. A., Sanchez Romero, L., Panera, J., & Arsuaga, J. L. (2012). Neandertales en el Valle del Lozoya: los yacimientos Paleolíticos del Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid). *Mainake*, 33, 83-100.
- Barandiarán, I., & Altuna, J. (1973). *La Cueva de Los Casares (Riba de Saelices, Guadalajara). Excavaciones Arqueológicas en España*. (Vol. 76). Ministerio de Educación y Ciencia.

- Bermúdez de Castro, J. M., Arsuaga, J. L., Carbonell, E., Rosas, A., Martínez, I., & Mosquera, M. (1997). A Hominid from the Lower Pleistocene of Atapuerca, Spain, Possible Ancestor to Neandertals and Modern Humans. *Science*, 276, 1392-1395. <https://doi.org/10.1126/science.276.5317.1392>
- Bermúdez de Castro, J. M., Martínón-Torres, M., Gomez-Robles, A., Prado-Simon, L., Martin-Frances, L., Lapresa, M., Olejniczak, A., Carbonell, E., Gracia, A., Olejniczak, A., Prado-Simon, L., Gomez-Robles, A., Lapresa, M., Carbonell, E., Arsuaga, J. L., & Bermudez de Castro, J. M. (2011). Early Pleistocene human mandible from Sima del Elefante (TE) cave site in Sierra de Atapuerca (Spain): a paleopathological study. *J Hum Evol*, 61(1), 12-25. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2011.01.004>
- Bermúdez de Castro, J. M., Martínón-Torres, M., Martín-Francés, L., Modesto-Mata, M., Martínez-de-Pinillos, M., García, C., & Carbonell, E. (2017). Homo antecessor: The state of the art eighteen years later. *Quaternary International*, 433, 22-31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.049>
- Blain, H.-A., Santonja, M., Pérez-González, A., Panera, J., & Rubio-Jara, S. (2014). Climate and environments during Marine Isotope Stage 11 in the central Iberian Peninsula: the herpetofaunal assemblage from the Acheulean site of Áridos-1, Madrid. *Quaternary Science Reviews*, 94, 7-21. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.009>
- Brock, F., Wood, R., Higham, T. F. G., Ditchfield, P., Bayliss, A., & Ramsey, C. B. (2012). Reliability of nitrogen content (% N) and carbon: nitrogen atomic ratios (C: N) as indicators of collagen preservation suitable for radiocarbon dating. *Radiocarbon*, 54(3-4), 879-886. <https://doi.org/10.1017/S0033822200047524>
- Byeon, W., Domínguez-Rodrigo, M., Arampatzis, G., Baquedano, E., Yravedra, J., Maté-González, M. A., & Koumoutsakos, P. (2019). Automated identification and deep classification of cut marks on bones and its paleoanthropological implications. *Journal of Computational Science*, 32, 36-43. <https://doi.org/10.1016/j.jocs.2019.02.005>
- Carretero, J. M., Arsuaga, J.-L., Martínez, I., Quam, R. M., Lorenzo, C., Gracia, A., & Ortega, A. I. (2004). Los humanos de la Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca) y la evolución del cuerpo en el género Homo. In E. Baquedano (Ed.), *Homenaje a Emiliano Aguirre* (Vol. 4, pp. 120-136). Museo Arqueológico Regional.
- Casas-Sainz, A. M., & de Vicente, G. (2009). On the tectonic origin of Iberian topography. *Tectonophysics*, 474(1-2), 214-235. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.030>
- Chetlur, S., Woolley, C., Vandermerch, P., Cohen, J., Tran, J., Catanzaro, B., & Shelhamer, E. (2014). cudnn: Efficient primitives for deep learning. *ArXiv Preprint ArXiv:1410.0759*.
- Cifuentes-Alcobendas, G., & Domínguez-Rodrigo, M. (2019). Deep learning and taphonomy: high accuracy in the classification of cut marks made on fleshed and defleshed bones using convolutional neural networks. *Scientific Reports*, 9(1), 1-12. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-55439-6>
- Ciudad Serrano, A., García Serrano, R., Caballero Klink, A., & Francia Villajos, A. (1983). Materiales paleolíticos de "El Sotillo". *Museo de Ciudad Real, Estudios y Monografías*, 8.
- Clark, T. R., Roff, G., Zhao, J., Feng, Y., Done, T. J., & Pandolfi, J. M. (2014). Testing the precision and accuracy of the U-Th chronometer for dating coral mortality events in the last 100 years. *Quaternary Geochronology*, 23, 35-45. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.05.002>
- Daura, J., Sanz, M., Arsuaga, J. L., Hoffmann, D. L., Quam, R. M., Ortega, M. C., Santos, E., Gómez, S., Rubio, A., & Villaescusa, L. (2017). New Middle Pleistocene hominin cranium from Gruta da Aroeira (Portugal). *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(13), 3397-3402. <https://doi.org/10.1073/pnas.1619040114>
- de la Cruz, M. A. S. (2013). La delimitación del Campo de Montiel: principales enfoques y problemáticas. *Revista de Estudios Del Campo de Montiel*, 3, 51-84.
- de Lombera-Hermida, A., Bargalló, A., Terradillos-Bernal, M., Huguet, R., Vallverdú, J., García-Antón, M.-D., Mosquera, M., Ollé, A., Sala, R., & Carbonell, E. (2015). The lithic industry of Sima del Elefante (Atapuerca, Burgos, Spain) in the context of Early and Middle Pleistocene technology in Europe. *Journal of Human Evolution*, 82, 95-106. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2015.03.002>
- Demuro, M., Arnold, L. J., Parés, J. M., Pérez-González, A., Ortega, A. I., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., & Carbonell, E. (2014). New luminescence ages for the Galería Complex archaeological site: resolving chronological uncertainties on the acheulean record of the Sierra de Atapuerca, Northern

- Spain. *PLoS One*, 9(10), e110169. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0110169>
- Domínguez-Rodrigo, M., Cifuentes-Alcobendas, G., Jiménez-García, B., Abellán, N., Pizarro-Monzo, M., Organista, E., & Baquedano, E. (2020). Artificial intelligence provides greater accuracy in the classification of modern and ancient bone surface modifications. *Scientific Reports*, 10(1), 1-11. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-75994-7>
- Domínguez-Solera, S. D., Moreno, D., & Pérez-Garrido, C. (2020). A new complete sequence from Lower to Middle Paleolithic: El Provencio complex (Cuenca, Spain). *Quaternary International*, 566, 39-56. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.04.053>
- Duval, M. (2015). Electron Spin Resonance Dating of fossil tooth enamel. In W. J. Rink & J. W. Thompson (Eds.), *Encyclopedia of Scientific Dating Methods* (pp. 239-246). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-6304-3\\_71](https://doi.org/10.1007/978-94-007-6304-3_71)
- Duval, M. (2018). Sobre el potencial de la resonancia paramagnética electrónica como herramienta geocronológica en contextos geoarqueológicos: un resumen de 30 años de investigación en la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 129(1-2), 35-57. <https://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.002>
- Duval, M., & Grün, R. (2016). Are published ESR dose assessments on fossil tooth enamel reliable? *Quaternary Geochronology*, 31, 19-27. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.09.007>
- Duval, M., Grün, R., Parés, J. M., Martín-Francés, L., Campaña, I., Rosell, J., Shao, Q., Arsuaga, J. L., Carbonell, E., & Bermúdez de Castro, J. M. (2018). The first direct ESR dating of a hominin tooth from Atapuerca Gran Dolina TD-6 (Spain) supports the antiquity of Homo antecessor. *Quaternary Geochronology*, 47, 120-137. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.05.001>
- Falguères, C., Bahain, J.-J., Pérez-González, A., Mercier, N., Santonja, M., & Dolo, J.-M. (2006). The Lower Acheulian site of Ambrona, Soria (Spain): ages derived from a combined ESR/U-series model. *Journal of Archaeological Science*, 33(2), 149-157. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2005.07.006>
- Falguères, C., Bahain, J.-J., Yokoyama, Y., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., Carbonell, E., Bischoff, J. L., & Dolo, J.-M. (1999). Earliest humans in Europe: the age of TD6 gran Dolina, Atapuerca, Spain. *Journal of Human Evolution*, 37(3-4), 343-352. <https://doi.org/10.1006/jhev.1999.0326>
- Fernández Peris, J., Barciela, V., Blasco, R., Cuartero Monteagudo, F., & Sañudo Die, P. (2008). El Paleolítico Medio en el territorio valenciano y la variabilidad tecno-económica de la Cova del Bolomor. *Treballs d'arqueologia*, 14, 141-169.
- Fernández, V., Arteaga Cardineau, C., Baena Preysler, J., Escalante García, S., González Martín, J. A., López Recio, M., Marín Magaz, J. C., & Morín de Pablos, J. (2005). III. El Pleistoceno y las industrias paleolíticas de la cuenca alta y media del río Guadiana. In *Los primeros pobladores de Castilla-La Mancha* (pp. 142-190).
- Ferràndez-Cañadell, C., Ribot, F., & Gibert, L. (2014). New fossil teeth of Theropithecus oswaldi (Cercopithecoidea) from the Early Pleistocene at Cueva Victoria (SE Spain). *Journal of Human Evolution*, 74, 55-66. <https://doi.org/10.1016/j.jhev.2014.02.020>
- García-Martínez, D. (2019). ¿Dónde están los fósiles manchegos? El sesgo en el registro paleontológico del Pleistoceno de La Mancha. *Revista de Estudios Del Campo de Montiel, Extra 3*, 17-46. <https://doi.org/10.30823/recm.02019116>
- García-Martínez, D., Valenciano, A., Suárez-Bilbao, A., Palancar, C. A., Megía García, I., Moreno, D., Campaña, I., & Moya-Maleno, P. R. (2020). New remains of a primitive badger from Cueva de los Toriles (Carrizosa, Castilla-La Mancha, Iberian Peninsula) suggest a new quaternary locality in the southern Iberian plateau. *Journal of Iberian Geology*. <https://doi.org/10.1007/s41513-020-00127-y>
- García-Medrano, P., Ollé, A., Mosquera, M., Cáceres, I., & Carbonell, E. (2015). The nature of technological changes: The Middle Pleistocene stone tool assemblages from Galería and Gran Dolina-subunit TD10. 1 (Atapuerca, Spain). *Quaternary International*, 368, 92-111. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.006>
- García-Vadillo F.J., Duval M., Canals-Salomó A., Rodríguez-Álvarez X.-P., García-Garriga J., Carbonell-Roura E. (2021). Contexto crono-estratigráfico y cultural del conjunto lítico de Base Menacho (cuenca del río Guadiana, Badajoz, España): primeros resultados. *Cuaternario y Geomorfología* 35 (3-4), pp. 147-173. <https://doi.org/10.17735/cyg.v35i3-4.89904>
- Gibert, J., Gibert, L., Ribot, F., Ferràndez-Canadell, C., Sánchez, F., Iglesias, A., & Walker, M. J. (2008). CV-0, an early Pleistocene human pha-



- lanx from Cueva Victoria (Cartagena, Spain). *Journal of Human Evolution*, 54(1), 150-156. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2007.04.010>
- Gibert, J., & Pérez-Pérez, A. (1989). A human phalanx from the Lower Palaeolithic site of Cueva Victoria (Murcia, Spain). *Human Evolution*, 4(4), 307-316. <https://doi.org/10.1007/BF02437269>
- Gibert, L., Scott, G. R., Scholz, D., Budsky, A., Ferrández, C., Ribot, F., Martín, R. A., & Lería, M. (2016). Chronology for the Cueva Victoria fossil site (SE Spain): evidence for early Pleistocene Afro-Iberian dispersals. *Journal of Human Evolution*, 90, 183-197. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2015.08.002>
- González Martín, J. A. (2007). Presentación. Las tierras del Alto Guadiana: claves para interpretar su paisaje y algunos científicos que lo hicieron posible. *El Hombre y El Agua de Las Lagunas de Ruidera (Usos Históricos, Siglos XVI a Medios Del XX)*, 15-53.
- González Martín, J. A., Ordóñez, S., & García Del Cura, M. (1987). Evolución geomorfológica de las lagunas de Ruidera (Albacete-Ciudad Real). *Estudios Geológicos*, 43, 227-239. <https://doi.org/10.3989/egol.87433-4592>
- González Martín, J. A., Ordóñez, S., & García del Cura, M. A. (2004). El alto Valle del Guadiana y las Lagunas de Ruidera. In G. Benito & J. Díez Herrero (Eds.), *Itinerarios geomorfológicos por Castilla La Mancha* (pp. 125-157). CSIC-SEG.
- Goodfellow, I., Bengio, Y., & Courville, A. (2016). *Deep Learning. Massachusetts*. MIT press.
- Grün, R. (2000a). An alternative model for open system U-series/ESR age calculations:(closed system U-series)-ESR, CSUS-ESR. *Ancient TL*, 18, 1-4.
- Grün, R. (2000b). Methods of dose determination using ESR spectra of tooth enamel. *Radiation Measurements*, 32(5-6), 767-772. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00281-4](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00281-4)
- Grün, R. (2009). The DATA program for the calculation of ESR age estimates on tooth enamel. *Quaternary Geochronology*, 4(3), 231-232. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2008.12.005>
- Grün, R., & Brumby, S. (1994). The assessment of errors in past radiation doses extrapolated from ESR/TL dose-response data. *Radiation Measurements*, 23(2-3), 307-315. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90057-4](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90057-4)
- Grün, R., Eggins, S., Kinsley, L., Moseley, H., & Sambridge, M. (2014). Laser ablation U-series analysis of fossil bones and teeth. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 416, 150-167. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.07.023>
- Grün, R., & Katzenberger-Apel, O. (1994). An alpha irradiator for ESR dating. *Ancient TL*, 12(2), 35-38.
- Grün, R., Schwarcz, H. P., & Chadam, J. (1988). ESR dating of tooth enamel: coupled correction for U-uptake and U-series disequilibrium. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 14(1-2), 237-241. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(88\)90071-4](https://doi.org/10.1016/1359-0189(88)90071-4)
- Guérin, G., Mercier, N., & Adamiec, G. (2011). Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 29(1), 5-8.
- Hijano, C. F. (2013). Las Lagunas de Ruidera en los inicios de la Pequeña Edad del Hielo (siglo XVI). *Al-Basit: Revista de Estudios Albacetenses*, 58, 37-73.
- Jiménez Ramírez, S., & Chaparro Sabina, A. (1989). Las Lagunas de Ruidera en el tiempo. *Ciudad Real, Edición de Los Autores*.
- Jordá Pardo, J. F. (2007). The wild river and the last Neanderthals: a palaeoflood in the geochronological record of the Jarama Canyon (Central Range, Guadalajara province, Spain). *Geodinamica Acta*, 20(4), 209-217. <https://doi.org/10.3166/ga.20.209-217>
- Jordá Pardo, J. F. (2008). Yacimientos de vertebrados del Plioceno y Pleistoceno español. In Á. García Cortés, J. Águeda Villar, & J. Palacio Suárez-Valgrande (Eds.), *Contextos Geológicos Españoles. Una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional* (Vol. 1, pp. 171-183). Instituto Geológico y Minero de España.
- Ketkar, N. (2017). Introduction to PyTorch. In *Deep learning with python* (pp. 195-208). Springer. [https://doi.org/10.1007/978-1-4842-2766-4\\_12](https://doi.org/10.1007/978-1-4842-2766-4_12)
- Lisiecki, L.E., & Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records. *Paleoceanography*, 20(1). <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- López-Recio, M., Morín de Pablos, J., Sánchez, F., Cuartero, F., Carrión, E., González Martín, J. A., Baena Preysler, J., Lázaro, A., Fernández, C., & Velázquez, R. (2001). Nuevos datos sobre la ocupación paleolítica en la cuenca media del río Guadiana (Ciudad Real). *Bolskan: Revista de Arqueología Del Instituto de Estudios Altoaragoneses*, 18, 109-118.

- López-Recio, M., Morín, J., Escalante, S., González, J. A., Baena, J., Carrión, E., Conde, C., Cuartero, F., Arteaga, C., Escolà, M., Fernández, C., Lázaro, A., Pérez-Juez, A., Regidor, D., Requejo, V., Sánchez, F., Velázquez, R. (2004). La ocupación paleolítica en Ciudad Real. Nuevos datos geomorfológicos y estratigráficos de las terrazas cuaternarias del río Guadiana. En: N. Bicho y A.F. Carvalho (Eds.), IV Congreso de Arqueología Peninsular (Vol. IV). Universidad do Algarve, Faro, 303-309.
- López Sanz, G. (1993). El acuífero 23 de la Mancha Occidental y el acuífero 24 del Campo de Montiel: Funcionamiento, Gestión, problemática y alternativas. *Universidad de Castilla-La Mancha. UCLM. Área de Economía Española e Internacional. Facultad de Ciencias Económicas y Empresariales (Albacete)*.
- Lorenzo, C., Pablos, A., Carretero, J. M., Huguet, R., Vallverdú, J., Martinon-Torres, M., Arsuaga, J. L., Carbonell, E., & Bermudez de Castro, J. M. (2015). Early Pleistocene human hand phalanx from the Sima del Elefante (TE) cave site in Sierra de Atapuerca (Spain). *J Hum Evol*, 78, 114-121. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2014.08.007>
- Ludwig, K. R. (2003). User's manual for Isoplot 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronol. Cent. Spec. Publ.*, 4, 25-32.
- Marín Magaz, J. C. (2007). El hombre y el agua de las Lagunas de Ruidera. Usos históricos, siglos XVI a mediados del XX. *Tomelloso, Ediciones Soubriet*.
- Marsh, R. E. (1999). *Beta-gradient isochrons using electron paramagnetic resonance: towards a new dating method in archaeology*. McMaster University.
- Martín, J. A. G. (2000). Las transformaciones antrópicas del paisaje de los sistemas fluviales tobáceos del Centro de España. *Boletín de La Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 96(1), 155-186.
- Martínez-Navarro, B., Claret, A., Shabel, A. B., Pérez-Claros, J. A., Lorenzo, C., & Palmqvist, P. (2005). Early Pleistocene "hominid remains" from southern Spain and the taxonomic assignment of the Cueva Victoria phalanx. *Journal of Human Evolution*, 48(5), 517-523. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2005.02.003>
- Martínez-Navarro, B., Palmqvist, P., Shabel, A. B., Pérez-Claros, J. A., Lorenzo, C., & Claret, A. (2008). Reply to Gibert *et al.* (2008) on the supposed human phalanx from Cueva Victoria (Cartagena, Spain). *Journal of Human Evolution*, 54(1), 157-161. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2007.09.011>
- Mazo, A. V. (1999). Vertebrados fósiles del Campo de Calatrava (Ciudad Real). *La Huella Del Pasado: Fósiles de Castilla-La Mancha (Aguirre, E. & Rábano, I., Eds.)*. Junta de Comunidades de Castilla La Mancha, Toledo, 281-295.
- Mazo, A. V., Pérez-González, A., & Aguirre, E. (1990). Las faunas pleistocenas de Fuensanta del Júcar y El Provençio y su significado en la evolución del Cuaternario de la Llanura manchega. *Boletín Geológico y Minero*, 101(3), 404-418.
- Megía García, I., Paulos-Bravo, R., Cifuentes-Alcobendas, G., Palancar, C. A., Suárez-Bilbao, A., Moya-Maleno, P. R., & García-Martínez, D. (2020). Typo-technological analysis of a bifacial stone tool from Cueva de los Toriles (Carrizosa, Castilla-La Mancha, Iberian Peninsula) and its importance as a new Acheulean site from the Southern Iberian Plateau. *Proceedings of the European Society for the Study of Human Evolution*, 77.
- Méndez-Quintas, E., Santonja, M., Pérez-González, A., Duval, M., Demuro, M., & Arnold, L. J. (2018). First evidence of an extensive Acheulean large cutting tool accumulation in Europe from Porto Maior (Galicia, Spain). *Scientific Reports*, 8(1), 1-13. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-21320-1>
- Montero González, E. (2003). Geología, geomorfología e hidrogeología en las Lagunas de Ruidera. In *Lagunas de Ruidera: 25 años de Parque Natural* (Issue 10, pp. 34-37). Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Rural.
- Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Duval, M., Voinchet, P., Benito-Calvo, A., Ortega, A. I., Bahain, J.-J., Sala, R., & Carbonell, E. (2012). ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzón valley (Atapuerca, Spain): contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site. *Quaternary Geochronology*, 10, 418-423. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.018>
- Morín de Pablos, J., Recio, M. L., Gil, A. P., & García, S. E. (2007). El Reino de Don Quijote de La Mancha (Ciudad Real): un proyecto de gestión arqueológica. *Actas Del I Congreso de Patrimonio Histórico de Castilla-La Mancha: La Gestión Del Patrimonio Histórico Regional: Homenaje a Victoria Cabrera Valdés*, 177-188.
- Moya-Maleno, P. R. (2011). ¿Caminante, no hay camino ...? Territorio y economía de la Edad del Bronce a través de los pasos tradicionales: el Campo de Montiel entre la Meseta Sur y la



- Alta Andalucía. In *II Jornadas de Jóvenes en Investigación Arqueológica (Madrid, 6, 7 y 8 de mayo de 2009)* (pp. 643-650).
- Moyano, I. T., Barsky, D., Cauche, D., Celiberti, V., Grégoire, S., Lebegue, F., Moncel, M. H., & de Lumley, H. (2011). The archaic stone tool industry from Barranco León and Fuente Nueva 3, (Orce, Spain): Evidence of the earliest hominin presence in southern Europe. *Quaternary International*, 243(1), 80-91. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.12.011>
- Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez, X. P., de Lombera-Hermida, A., García-Antón, M. D., García-Medrano, P., Peña, L., Menéndez, L., Navazo, M., & Terradillos, M. (2013). The early and middle pleistocene technological record from Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary International*, 295, 138-167. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.11.009>
- Ordóñez, S., González Martín, J. A., García Del Cura, M. A., & Pedley, H. M. (2005). Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geomorphology*, 69(1-4), 332-350. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.02.002>
- Panera Gallego, J., Torres, T. de, Pérez-González, A., Ortiz Menéndez, J. E., Rubio Jara, S., & Uribealrrea del Val, D. (2011). *Geocronología de la terraza compleja de Arganda en el valle del río Jarama (Madrid, España)*. <https://doi.org/10.3989/egcol.40550.204>
- Panera, J., Torres, T., Pérez-González, A., Ortiz, J. E., Rubio-Jara, S., & Uribealrrea del Val, D. (2011). Geocronología de la Terraza Compleja de Arganda en el valle del río Jarama (Madrid, España). *Estudios Geológicos*, 67(2), 495-504. <https://doi.org/10.3989/egcol.40550.204>
- Pérez-González, A., Parés, J. M., Carbonell, E., Alexandre, T., Ortega, A. I., Benito, A., & Merino, M. Á. M. (2001). Géologie de la Sierra de Atapuerca et stratigraphie des remplissages karstiques de Galería et Dolina (Burgos, Espagne). *L'Anthropologie*, 105(1), 27-43. [https://doi.org/10.1016/S0003-5521\(01\)80004-2](https://doi.org/10.1016/S0003-5521(01)80004-2)
- Planchuelo, G. (1952). *Estudio del Alto Guadiana y de la altiplanicie del Campo de Montiel*. Universidad Complutense de Madrid.
- Price, G. J., Feng, Y., Zhao, J., & Webb, G. E. (2013). Direct U-Th dating of vertebrate fossils with minimum sampling destruction and application to museum specimens. *Quaternary Geochronology*, 18, 1-8. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.07.003>
- Price, G. J., Ferguson, K. J., Webb, G. E., Feng, Y., Higgins, P., Nguyen, A. D., Zhao, J., Joannes-Boyau, R., & Louys, J. (2017). Seasonal migration of marsupial megafauna in Pleistocene Sahul (Australia-new Guinea). *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 284(1863), 20170785. <https://doi.org/10.1098/rspb.2017.0785>
- Querol, M. Á., & Santonja, M. (1983). La industria Achelense de El Martinete (Ciudad Real). *Homenaje al Prof. Martín Almagro Basch*, 83-93.
- Ramírez, S. J., Sabina, A. C., & Alcolea Jiménez, J. J. (1982). El Paleolítico de Ruidera (Alto Guadiana). *Cuadernos de Estudios Manchegos*, 12, 311-376.
- Rodríguez-Hidalgo, A., Saladie, P., Olle, A., Arsuaga, J. L., de Castro, J. M. B., & Carbonell, E. (2017). Human predatory behavior and the social implications of communal hunting based on evidence from the TD10. 2 bison bone bed at Gran Dolina (Atapuerca, Spain). *Journal of Human Evolution*, 105, 89-122. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2017.01.007>
- Rodríguez-Perez, F. J., Rosas, A., García-Martínez, D., Bastir, M., García-Taberner, A., Estalrich, A., Huguet, R., & Pastor, J. F. (2017). A 3D form comparative analysis of the Neanderthal glenoid fossa in the context of the genus Homo. *Quaternary International*. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.07.031>
- Rosas, A., & Bermudez de Castro, J. M. (1999). The ATD6-5 mandibular specimen from Gran Dolina (Atapuerca, Spain). Morphological study and phylogenetic implications. *Journal of Human Evolution*, 37(3-4), 567-590. <https://doi.org/10.1006/jhevol.1999.0340>
- Rosas, A., Estalrich, A., García-Taberner, A., Bastir, M., García-Vargas, S., Sánchez-Meseguer, A., Huguet, R., Lalueza-Fox, C., Peña-Melián, Á., Kranioti, E. F., Santamaría, D., de la Rasilla, M., & Fortea, J. (2012). The Neanderthals from El Sidrón (Asturias, Spain). Updating of a new sample, Les Néandertaliens d'El Sidrón (Asturies, Espagne). Actualisation d'un nouvel échantillon. *L'Anthropologie*, 116(1), 57-76. <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84857442771&partnerID=40&md5=be07d20a2e7eb6cfa5c08229d1d52609>. <https://doi.org/10.1016/j.anthro.2011.12.003>
- Rosas, A., Ferrando, A., Bastir, M., García-Taberner, A., Estalrich, A., Huguet, R., García-Martínez, D., Pastor, J. F., & de la Rasilla, M. (2017). Neanderthal talus bones from El Sidrón site (Asturias, Spain): A 3D geometric mor-

- phometrics analysis. *American Journal of Physical Anthropology*. <https://doi.org/10.1002/ajpa.23280>
- Rosas, A., Martínez-Maza, C., Bastir, M., García-Tavernero, A., Lalueza-Fox, C., Huguet, R., Ortiz, J. E., Julia, R., Soler, V., Torres, T. de, Martínez, E., Cañaveras, J. C., Sánchez-Moral, S., Cuezva, S., Lariol, J., Santamaria, D., de la Rasilla, M., & Fortea, J. (2006). Paleobiology and comparative morphology of a late Neandertal sample from El Sidrón, Asturias, Spain. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*, 103, 19266-19271. <https://doi.org/10.1073/pnas.0609662104>
- Santisteban, J. I., & Schulte, L. (2007). Fluvial networks of the Iberian Peninsula: a chronological framework. *Quaternary Science Reviews*, 26(22-24), 2738-2757. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.019>
- Santonja, M., Pérez-González, A., Domínguez-Rodrigo, M., Panera, J., Rubio-Jara, S., Sesé, C., Soto, E., Arnold, L. J., Duval, M., & Demuro, M. (2014). The Middle Paleolithic site of Cuesta de la Bajada (Teruel, Spain): a perspective on the Acheulean and Middle Paleolithic technocomplexes in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 49, 556-571. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2014.06.003>
- Santonja, M., Pérez-González, A., Villa, P., Soto, E., & Sesé, C. (2001). Elephants in the archaeological sites of Áridos (Jarama valley, Madrid, Spain). *La Terra Degli Elefanti. Consiglio Nazionale Delle Ricerche, Rome*, 602-606.
- Santonja, M., Querol, M. A., & Peña, J. L. (1977). Aplicación de la tipología de industrias paleolíticas a la datación del Pleistoceno Superior en el Campo de Calatrava (Ciudad Real). In *Actas 2ª Reunión Nacional Grupo Español Trabajo Cuaternario. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana, CSIC, Madrid, Vol. 6* (pp. 251-261).
- Sesé, C. (2010). *Micromamíferos del yacimiento del Pleistoceno Medio de TAFESA (Madrid)*.
- Sesé, C., & Soto, E. (2002). Catálogo de los yacimientos de Vertebrados del Pleistoceno en las terrazas de los ríos Jarama y Manzanares. In J. Panera Gallego & S. Rubio Jara (Eds.), *Bifaces y Elefantes* (pp. 430-457). Museo Arqueológico regional.
- Titton, S., Barsky, D., Bargalló, A., Serrano-Ramos, A., Vergès, J. M., Toro-Moyano, I., Sala-Ramos, R., Solano, J. G., & Jimenez Arenas, J. M. (2020). Subspheroids in the lithic assemblage of Barranco León (Spain): Recognizing the late Oldowan in Europe. *PLoS One*, 15(1), e0228290. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0228290>
- Toro-Moyano, I., Martínez-Navarro, B., Agustí, J., Souday, C., Bermudez de Castro, J. M., Martignon-Torres, M., Fajardo, B., Duval, M., Falguères, C., Oms, O., Pares, J. M., Anadon, P., Julia, R., García-Aguilar, J. M., Moigne, A. M., Espigares, M. P., Ros-Montoya, S., & Palmqvist, P. (2013). The oldest human fossil in Europe, from Orce (Spain). *J Hum Evol*, 65(1), 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.jhevol.2013.01.012>
- Torres, T., & Mazo, A. V. (1991). El yacimiento Plioceno del Pozo de Piedrabuena (Campo de Calatrava, provincia de Ciudad Real). *Geología, paleontología y análisis paleoambiental. Estudios Geológicos*, 47(5-6). <https://doi.org/10.3989/egol.91475-6428>
- Val, A., de la Peña, P., Bansal, S., Colino, F., Culey, J., Duval, M., Hodgskiss, T., Morrissey, P., Murray, A., Murungi, M., Neumann, F. H., Shadrach, K., Thomsen, K., van der Ryst, M., Witelson, D., & Stratford, D. (2021). The place beyond the trees: renewed excavations of the Middle Stone Age deposits at Olieboomspoor in the Waterberg Mountains of the South African Savanna Biome. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 13(7), 1-32. <https://doi.org/10.1007/s12520-021-01302-7>
- Valdés, V. C. (1984). *El yacimiento de la Cueva de "El Castillo" (Puente Viego, Santander)* (Vol. 22). Editorial CSIC-CSIC Press.
- Vallespi, E., Ciudad Serrano, A., & García Serrano, R. (1979). *Achelense y musteriense de Porzuna (Ciudad Real): Materiales de Superficie. Colección E. Oliver. Tomo I* (pp. 58-85).
- Villa, P., & Mahieu, E. (1991). Breakage patterns of human long bones. *Journal of Human Evolution*, 21(1), 27-48. [https://doi.org/10.1016/0047-2484\(91\)90034-5](https://doi.org/10.1016/0047-2484(91)90034-5)
- Walker, M. J., Ortega, J., López, M. v, Parmová, K., & Trinkaus, E. (2011). Neandertal postcranial remains from the Sima de las Palomas del Cabezo Gordo, Murcia, southeastern Spain. *American Journal of Physical Anthropology*, 144(4), 505-515. <https://doi.org/10.1002/ajpa.21428>
- Zhao, J., Yu, K., & Feng, Y. (2009). High-precision 238U-234U-230Th disequilibrium dating of the recent past: a review. *Quaternary Geochronology*, 4(5), 423-433. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.01.012>

Recibido el 14 de julio de 2021

Aceptado el 3 de febrero de 2022





### Marine mammals fossil remains and synthesis of the sedimentary and paleontological record of the Furninha Cave Pleistocene (Peniche, Portugal)

*Restos fósiles de mamíferos marinos y síntesis del registro sedimentario y paleontológico del Pleistoceno de la Cueva de Furninha (Peniche, Portugal)*

Figueiredo, S. D.<sup>(1)</sup>, Cunha, P. P.<sup>(2)</sup>, Carvalho, I. S.<sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Instituto Politécnico de Tomar, Quinta do Contador, Estrada da Serra, 2300-313. Tomar. Portugal, [silverio.figueiredo@ipt.pt](mailto:silverio.figueiredo@ipt.pt); Centro Português de Geo-História e Pré-História, Largo de São Caetano, 2150-265 Golegã. Portugal., [Silverio.figueiredo@cpgp.pt](mailto:Silverio.figueiredo@cpgp.pt); Centro de Geociências da Universidade de Coimbra. Portugal.

<sup>(2)</sup> University of Coimbra, MARE - Marine and Environmental Sciences Centre, Department of Earth Sciences, Coimbra, Portugal.

<sup>(3)</sup> Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências. Av. Athos da Silveira Ramos 274, CCMN 21.910-200 Cidade Universitária, Ilha do Fundão - Rio de Janeiro, RJ - Brasil; Centro de Geociências da Universidade de Coimbra, Portugal.

#### Abstract

The Gruta da Furninha is a cave-site in Lower Jurassic limestones, of mainly marine genesis located at ~850 m SE of the Carvoeiro Cape, on the southern coast of the Peniche peninsula (central western mainland Portugal). The entrance of the gallery, situated in the middle of the cliff, is at ~15 m of altitude. This cave contained a rich and diverse fossiliferous set of Late Pleistocene vertebrates, distributed in several stratigraphic levels, currently housed at the Geological Museum of LNEG (Lisbon). The cave had a record of primitive human occupations documented by 106 Middle to Late Paleolithic artefacts, found in the lower lithostratigraphic unit (Pleistocene). It had also another human occupation in an upper unit (Neolithic, Holocene), where human skeleton elements and artefacts were found. This study focuses on two teeth previously identified as crocodile, housed in collections of the Geological Museum in the assemblages of the Furninha Cave and on a set of five bones, housed at Centro Português de Geo-História e Pré-História (CPGP) and collected in a marine terrace in the Furninha cliff. The occurrence of crocodile remains in the Upper Pleistocene of Portugal is not consistent with the fossil record of this period or with the environmental conditions associated with the fully marine paleoenvironments around Furninha Cave. A more detailed analysis of these teeth and their stratigraphic location now supports that they are cetacean teeth with ~80 ka, which is consistent with the fossil association, depositional environments and climate conditions of the Late Pleistocene in mainland Portugal. To add to these two teeth, five bones remains were found during the 2017 year sedimentary field work in the marine terraces on the Furninha Cave cliffs, at 4-7 m a.s.l. level, which could be carpal bones of marine mammals.



**Keywords:** cetacean teeth; Furninha Cave; Upper Pleistocene; Middle Palaeolithic; western-central mainland Portugal.

## Resumen

La Gruta da Furninha es una cueva localizada en las calizas del Jurásico Inferior, de origen principalmente marino, que está ubicada a unos 850 m al SE del Cabo Carvoeiro, en la costa sur de la península de Peniche (centro-oeste continental de Portugal). La galería de entrada, situada en medio del acantilado, está a unos 15 m de altitud. Esta cueva contenía un rico y diverso conjunto fosilífero de vertebrados del Pleistoceno tardío, con fósiles distribuidos en varios niveles estratigráficos, actualmente conservados en el Museo Geológico de LNEG (Lisboa). La cueva tenía un registro de ocupaciones humanas primitivas documentadas con 106 artefactos del Paleolítico Medio al Paleolítico tardío, encontrados en la unidad litoestratigráfica inferior (Pleistoceno). También tuvo otra ocupación humana en una unidad superior (Neolítico, Holoceno), donde se encontraron elementos esqueléticos humanos y artefactos arqueológicos. Este estudio se centra en dos dientes previamente identificados como pertenecientes a un cocodrilo, que se conservan en las colecciones del Museo Geológico entre los materiales de la Cueva de Furninha, y en un conjunto de cinco huesos, conservados en el Centro Português de Geo-História e Pré-História (CPGP), que se recogieron en una terraza marina en el acantilado de Furninha. La presencia de restos de cocodrilos en el Pleistoceno Superior de Portugal no es consistente con el registro fósil de este período ni con las condiciones ambientales asociadas con los paleoambientes completamente marinos alrededor de la cueva de Furninha. Un análisis más detallado de estos dientes y su ubicación estratigráfica apoyan que son dientes de cetáceos de hace aproximadamente 80 ka, lo que es consistente con la asociación fósil, los ambientes de depósito y con las condiciones climáticas del Pleistoceno tardío en Portugal continental. Además de los dos dientes, durante los trabajos de campo sedimentarios realizados en 2017 en las terrazas marinas de los acantilados de la Gruta da Furninha, a la altura de 4 a 7 m, se encontraron cinco nuevos restos óseos, que podrían corresponder a huesos carpianos de mamíferos marinos.

**Palabras clave:** dientes de cetáceo; Cueva de Furninha; Pleistoceno superior; Paleolítico Medio; centro-oeste de Portugal continental.

## 1. Introduction

The Furninha Cave is located in the Peniche peninsula, about 75 km north of Lisbon (39° 21' 23" N and 9° 26' 14" W) (Fig. 1). It was excavated by Nery Delgado (1884), who defined an upper stratigraphic unit (~3 m thick; Holocene) and a lower unit (~9 m thick; Pleistocene) containing stratigraphic levels rich in well-preserved faunal bones and with some Middle to Late Paleolithic artefacts.

In the first vertebrate inventory of this cave (Nery Delgado, 1884), about three dozen of mammalian taxons were listed, and also the presence of birds, fish and chelonians. Later, the fauna was further studied by Edouard Harlé (Harlé, 1910-11) based on fossil collections,

housed in several Museums in Bordeaux, Toulouse and Paris, to make the faunal comparison. The mammals were later revisited in the light of further knowledge, providing new analyses (Ferreira, 1964; Roche, 1972; Cardoso, 1993; Brugal, 2012). In the case of birds, it was only during the 21st century that new detailed studies were made on paleontology, taxonomy, taphonomy and paleoenvironmental analysis on the fossil birds of the Furninha Cave (Pimenta *et al.*, 2008; Figueiredo, 2010; Brugal *et al.*, 2012; Figueiredo and Rosa, 2014; Figueiredo *et al.*, 2017 a, b).

Cetaceans are found in almost every aquatic environment on the planet. In the current days, in coastline mainland Portugal five species of dolphins are identified: *Tursiops truncatus* and



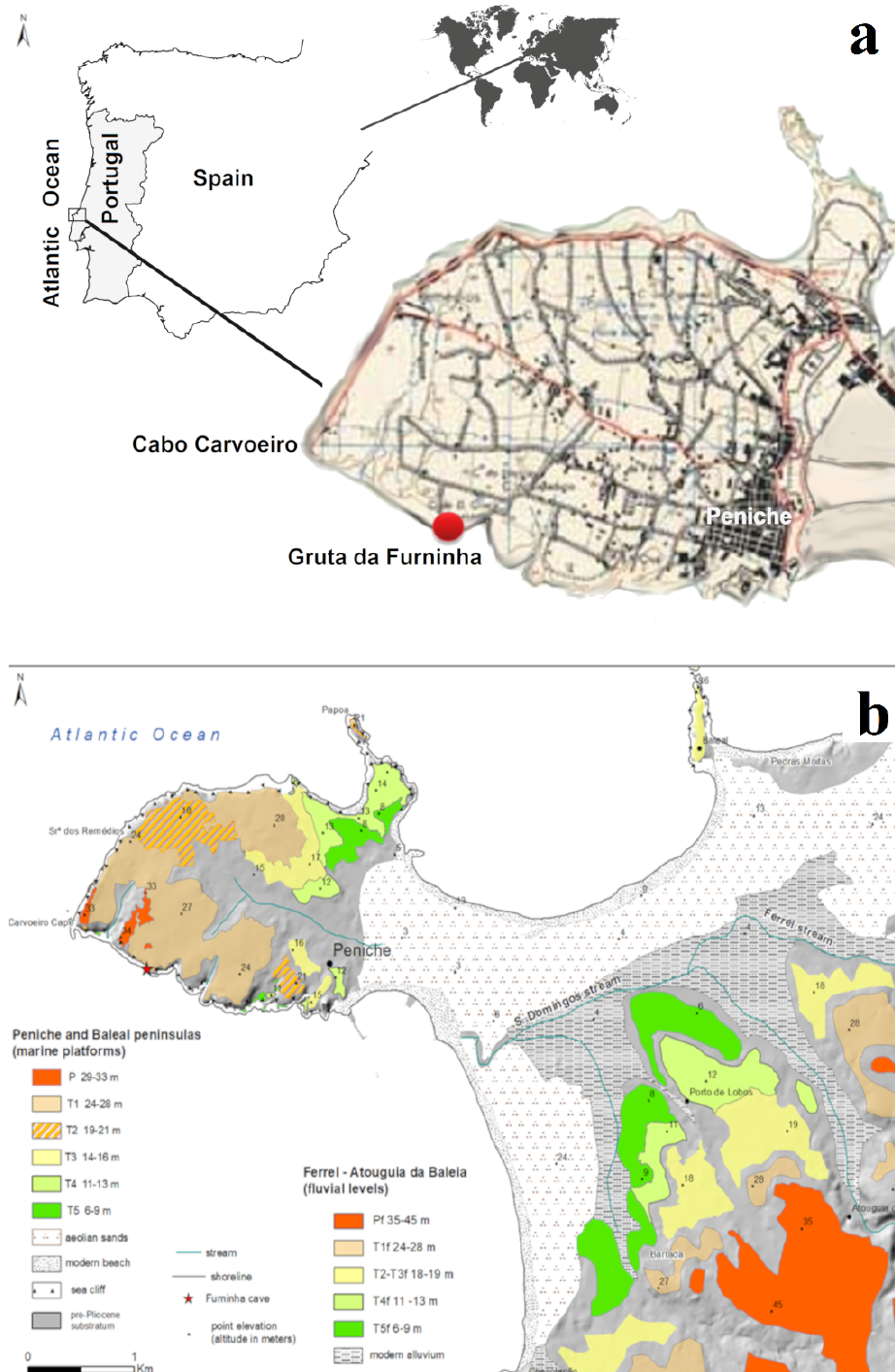


Fig. 1 – a - Location of the Gruta da Furninha, at Peniche peninsula, facing the Atlantic Ocean; b - Geomorphological map of the Peniche peninsula (identification of the several wave-cut platforms - T) and the adjacent inland area (fluvial terraces at higher altitudes) (adapted from Cunha *et al.*, 2017).

*Fig. 1 – a - Localización de la Gruta da Furninha, en la península de Peniche, frente al Océano Atlántico; b - Mapa geomorfológico de la península de Peniche (identificación de varias plataformas de abrasión litoral - T) y el área interior adyacente (terrazas fluviales a mayores altitudes) (adaptado de Cunha *et al.*, 2017).*

*Delphinus delphis*, the most common species, and *Stenella coeruleoalba*, *Stenella frontalis* and *Grampus griseus*, the less common species (Moura *et al.*, 2017). The presence of cetacean remains on the Pleistocene record in Portugal is rare. The presence of these animals is only described in the Gruta da Figueira-Brava (Antunes, 2000a,b). It is a set of six vertebrates assigned to *Delphinus delphis* (Antunes, 1990-1991, 2000a, b). These remains belong to immature and young adult individuals. Some of them seem to have been carved by man (Antunes, 2000b).

The purpose of this work is the study of two conical teeth crowns housed at the Museu Geológico do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (MG-LNEG), in Lisbon, from the Furninha Cave assemblages, and a set of five bones, housed at Centro Português de Geo-História e Pré-História (CPGP). The two teeth were collected in the XIX century by Nery Delgado and the bones were collected in 2017 in a marine terrace, at 4-7 m above mean sea level (a.s.l.), in the Furninha cliff. We also intend to discuss the original taxonomic classification of the two teeth that were classified as crocodile teeth and to make a synthesis of the Pleistocene sedimentary and paleontological record of the Furninha Cave.

## 2. Settings

### 2.1. Geological and stratigraphic framework

The Peniche peninsula has diverse Lower Jurassic marine carbonates, ranging from marls to siliciclastic limestones (França *et al.*, 1960). The Cenozoic record comprises a culminant wave-cut platform, at 29-33 m a.s.l. (Pm), formed by a 3.7-3.6 Ma transgression (e.g., Cunha, 2019) and a Pleistocene terrace staircase of five wave-cut platforms and associated sedimentary deposits (Fig. 2) (Cunha *et al.*, 2017): a wave-cut platform at 24-28 m (Tm1); a wave-cut platform at 19-21 m (Tm2), with a beach conglomerate and sandstone; a wave-cut platform at 14-16 m (Tm3), with a beach conglomerate and sandstone, and capping

travertine; a wave-cut platform at 11-13 m (Tm4), with beach conglomerate and sandstone followed by travertine; a wave-cut platform at 6.0-8.5 m (Tm5), with beach conglomerate, sandstone and travertine; a wave-cut platform at 4.0 m (Tm6), probably spanning 125-90 ka (MIS 5); Upper Pleistocene sand unit; Holocene aeolian sand unit and modern beach sediments.

The Gruta da Furninha entrance is around 15 m a.s.l., 3 m wide and the cave has a total length of ~30 m. A first gallery turns right toward a corridor, parallel to the first gallery, ended by a deep pit where most of the Pleistocene material was found, generally covered by more recent deposits.

The excavation of the Quaternary sedimentary infill of the Furninha Cave allowed the identification of two main lithostratigraphic units (Nery Delgado, 1884) (Fig. 2):

- (i) A younger lithostratigraphic sedimentary unit (called “Entulho Superior”, by Nery Delgado, 1884) (Holocene), up to 3 m thick, of clayish-sandy layers containing human bones and an Early to Late Neolithic industry, including burial grounds with primary and secondary positions, pottery, personal adornments, bone tools, pottery along with polished and knapped stone tools (Nery Delgado, 1884; Harlé, 1910; Breuil and Zbyszewski, 1945; Zilhão 1997; Bicho and Cardoso, 2010; Cardoso and Carvalho, 2011; Brugal *et al.*, 2012; Figueiredo, 2010; Figueiredo *et al.*, 2017).
- (ii) An older unit, 9.3 m thick, comprised of thirteen subunits (numbered 1 to 13), seven of them with vertebrate remains (Nery Delgado, 1884). Subunit 1 is the basal layer (~1 m thick) of a bioclastic conglomerate (with *Patella* and *Littorina*) at ~7-8 m a.s.l. (Cardoso, 1993), which can be correlated with the Tm5 basal marine conglomerate ~6-8 m (a.s.l.). Subunits 2 to 13 (Fig. 2), with a probable age of ~80 to 12 ka (Upper Pleistocene), comprise aeolian yellowish fine sands containing

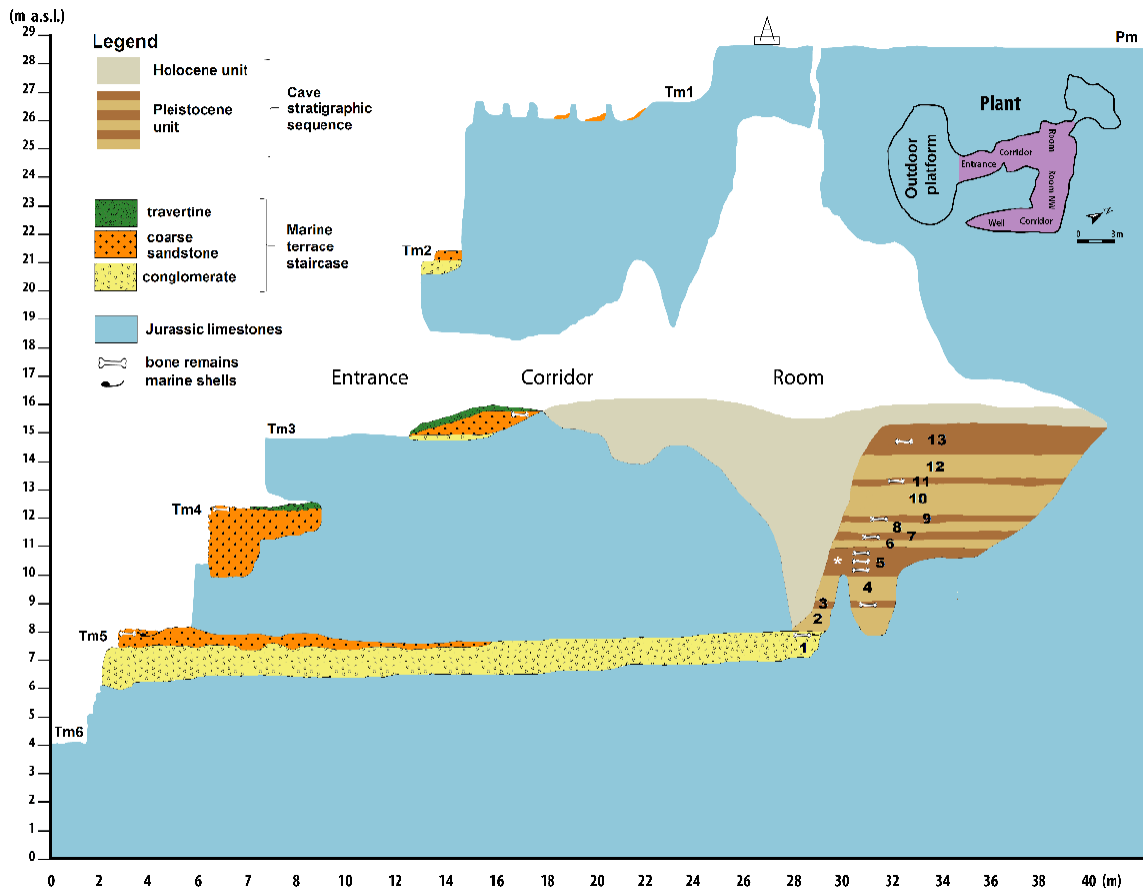


Fig. 2. a - Geomorphological map of the Peniche peninsula (identification of the several wave-cut platforms - T) and the adjacent inland area (fluvial terraces at higher altitudes) (adapted from Cunha *et al.*, 2017); b - Plan (inset) and schematic representation of the geometry and lithostratigraphy of the Furninha Cave. Pm (culminant wave cut surface); Tm (1 to 6) are wave-cut platforms and associated marine deposits. The Furninha Cave infill is described by a Pleistocene unit comprising a lower marine conglomerate (subunit 1) and upper subunits of aeolian sands (numbered as 2 to 13); the Holocene unit consists of clayish sands. The continuity between the Tm5 deposits at the cliff and the marine bioclastic conglomerate (subunit 1) is proposed (a paleo sea connection by a sea cave and karstic gallery). Representation of the geometry and lithostratigraphy of the cave is according to Nery Delgado (1884). The asterisk (\*) on the subunit 5 represent the level where was made the dating by U-series on a bone. Art by Fernanda Sousa.

Fig. 2. Planta (recuadro) y representación esquemática de la geometría y litoestratigrafía de la Gruta da Furninha. Pm (superficie culminante erosionada por las olas); Tm (1 a 6) son plataformas erosionadas por las olas y depósitos marinos asociados. El relleno de la cueva de Furninha está descrito por una unidad del Pleistoceno que comprende un conglomerado marino inferior (subunidad 1) y subunidades superiores de arenas eólicas (numeradas de 2 a 13); la unidad del Holoceno consiste en arenas arcillosas. Se propone la continuidad entre los depósitos de Tm5 en el acantilado y el conglomerado bioclástico marino (subunidad 1) (una paleoconexión marina por una cueva marina y una galería kárstica). La representación de la geometría y la litoestratigrafía de la cueva es según Nery Delgado (1884). El asterisco (\*) en la subunidad 5 representa el nivel donde se hizo la datación de un hueso por el método de las series de Uranio. Dibujo de Fernanda Sousa

some limestone clasts, fossils of vertebrates (e.g. carnivorous mammals, herbivores, flying mammals, amphibians, turtles, lizards and birds) and artefacts spanning from the Middle to Late Palaeolithic. The fossil vertebrates, allow an interpretation of paleoclimates (comprising wet-temperate, wet-cold, dry-temperate and dry-cold conditions) and regional paleoenvironments (coastal areas, wetlands, rocky areas, freshwater lakes, open field areas, woods, forest areas and relief areas) (Figueiredo *et al.*, 2017b). The subunit 5 (at 4 m above the base of the subunit 1) provided the two teeth that were studied and several bones, one of them dated as 81 (+42/-31) ka (U-series; Raposo, 1995).

## 2.2. Occupation of the Furninha Cave during the Pleistocene

The archaeological materials obtained from the excavation (Nery Delgado, 1884) have been successively studied (Fontes, 1917, 1923; Obermaier, 1925; Breuil, 1918; Breuil and Zbyszewski, 1945; Ferreira, 1964; Roche, 1972; Zilhão, 1997; Cardoso and Bicho, 2010; Cardoso and Carvalho, 2011).

The lower lithostratigraphic unit of the Furninha Cave sedimentary infill has lithic artefacts encompassing a sequence which comprises the Magdalenian, Solutrean, Gravet-

tian, Mousterian and Acheulean (only one hand axe) (Nery Delgado, 1884; Bicho and Cardoso, 2010; Cardoso and Carvalho, 2011) (Table 1). Most of the artefacts —especially the Mousterian— are associated with abundant and diverse faunal remains (Nery Delgado, 1884; Harlé, 1909, 1911; Ferreira, 1964; Roche, 1972; Cardoso, 1993; Burgal *et al.*, 2011; Figueiredo, 2010; Pimenta *et al.*, 2010; Figueiredo and Rosa, 2014; Figueiredo *et al.*, 2017a,b). The flint is the preferential raw material (Nery Delgado, 1884).

## 2.3. Vertebrate Pleistocene fauna of the Furninha Cave

The Pleistocene unit of the Furninha Cave infill yielded very rich and diversified vertebrate fossil assemblages, with more than 5,000 vertebrate remains (teeth and bones) and some artefacts included in seven of the 13 subunits, called “niveis ossíferos” (bone levels): subunits 1, 3, 5, 7, 9, 11 and 13. The first description of this fauna was given by Nery Delgado (1884), with some additional information by other authors (i.e. Harlé, 1910-11; Roche, 1970; Cardoso, 1993; Figueiredo, 2010, Figueiredo *et al.*, 2017b). The distribution by layers on the number of remains (NISP), shows that mammals are represented in all layers and that birds are the second largest group present in the different layers. The amphibians, reptiles and

Table 1. Distribution of the fauna groups and presence of artefacts in the subunits of the Pleistocene lithostratigraphic unit of the Furninha Cave infill, according to Nery Delgado (1884). \* = presence.

Tabla 1. Distribución de los grupos faunísticos y presencia de artefactos arqueológicos en las subunidades de la unidad litoestratigráfica del Pleistoceno del relleno de la Gruta da Furninha, según Nery Delgado (1884). \* = presencia.

Subunits containing fossils (“niveis ossíferos”)	13 (VII)	11 (VI)	9 (V)	7 (IV)	5 (III)	3 (II)	1 (I)
Mammals	*	*	*	*	*	*	*
Birds		*	*		*	*	*
Reptiles		*	*				
Amphibians			*		*		
Fishes						*	*
Invertebrates							*
Artefacts	*	*		*	*	*	

fishes are the less represented specimens (Table 1). This abundance and distribution of mammal and bird remains is coherent with species that used the cave or with the animals that were hunted nearby by carnivorous or primitive humans and brought into the cave. The fossil material has the highest abundance in subunit 5 (around 72% of the fossil collection), especially in subunit 5a.

In the previous paleontological studies of the fossil remains of the Furninha Cave no marine mammals have been identified. However, these studies allowed the identification of an abundant vertebrate taxa and their distribution by the various stratigraphic levels (Table 2) (Fig. 3): terrestrial carnivorous mammals, the most abundant taxa, with nine different species identified (*Ursus arctos*, *Hyaena prisca*, *Panthera pardus*, *Felis silvestris*, *Lynx pardina*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Meles meles* and *Martes* sp.); terrestrial herbivores, with very few ungulates remains and 5-6 spe-

cies identified (*Cervus elaphus*, *Dama* sp.(?) *Dicerorhinus hemitoechus*, *Bos primigenius*, *Equus caballus* and *Sus scrofa*); the proboscidean, *Paleoloxodont antiquus*. There is an abundant mesofauna (ca. 40 taxa): *Oryctolagus* (order Lagomorpha), flying mammals (order Chiroptera), rodents, amphibians, turtles, lizards and snakes and birds. In the case of birds, a total of 37 taxa were identified (Figueiredo, 2010). Although the species *Tadorna tadorna* (Aves; Anseriformes; Anatidae) predominates, Furninha Cave has a large taxonomic diversity, when compared with other Portuguese Pleistocene sites with bird remains. The predominant groups are the passerines and the Anseriformes. Anseriformes are dominated by marine species, which is explained by the location of the cave (Nery Delgado, 1884; Harlé, 1910-11; Ferreira, 1964; Roche, 1970; Cardoso, 1993; Brugal et al., 2012; Pimenta et al, 2008; Figueiredo, 2010; Figueiredo and Rosa, 2014; Figueiredo et al., 2017a,b).

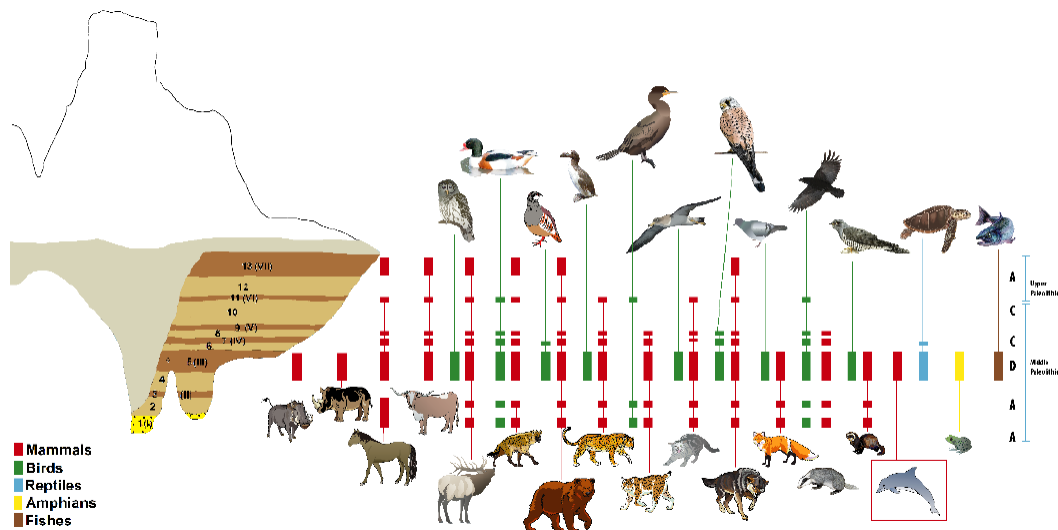


Fig. 3. Distribution of major groups of vertebrates by the different stratigraphic Pleistocene subunits of the Furninha Cave infill (Nery Delgado, 1884; Brugal et al., 2011; Figueiredo, 2010; Figueiredo et al., 2017b). On the right side, the letters indicate the type of climate conditions suggested by the bird species: A (wet-temperate), B (wet-cold), C (dry-temperate), D (dry-cold). The seven subunits with fossil fauna remains are identified by Roman numbers (I to VII). Art by Fernanda Sousa.

Fig. 3. Distribución de los principales grupos de vertebrados en las diferentes subunidades estratigráficas del Pleistoceno del relleno de la cueva de Furninha (Nery Delgado, 1884; Brugal et al., 2011; Figueiredo, 2010; Figueiredo et al., 2017b). En el lado derecho, las letras indican el tipo de condiciones climáticas sugeridas por las especies de aves: A (húmedo-templado), B (húmedo-frío), C (seco-templado), D (seco-frío). Las siete subunidades con restos de fauna fósil se identifican por números romanos (I a VII). Dibujo de Fernanda Sousa.



The faunal remains accumulation in the Furninha Cave will have, in the case of carnivores, an origin derived from the use of the cave by these animals. In the case of the remains of herbivores they will have been brought to the cave by carnivores or by primitive humans. In the case of birds, most of the remains belong to groups of birds that frequent caves (Figueiredo, 2010; Figueiredo *et al.*, 2017b). However, there is a small number of bird remains that should have resulted from the transport by carnivores into the cave (Figueiredo, 2010; Figueiredo *et al.*, 2017b). In the case of the two cetacean teeth described in this study, we cannot define their origin: they can have been brought to the cave by carnivores, by primitive humans or by sedimentary transport.

#### 2.4. Materials and methods

This study analyses two conical teeth crowns (GFP.1088.2) housed at the Museu Geológico do Laboratório Nacional de Energia e Geologia, in Lisbon, from the Furninha Cave assemblages. These teeth were collected from the subunit 5, at 3-4 m above the base of the Pleistocene unit (Fig. 2). We will also analyze a set of five bones (CPGP.56.1; CPGP.55.2017.2; CPGP.55.2017.3; CPGP.55.2017.4 and CPGP.55.2017.5) collected in a marine terrace at 4-7 m above mean sea level (a.s.l.), in the Furninha cliff (Fig. 2), and housed at Centro Português de Geo-História e Pré-História. This study was based on literature analysis and on comparison with reference osteological collections, as well as with the association of the data according to the stratigraphic levels from which they were collected.

### 3. Results

#### 3.1. The Furninha Cave fossil cetacea

In the collections of the Museu Geológico do LNEG, in Lisbon, in the assemblages of the Furninha Cave, there are two teeth crowns, not published but informally identified as of crocodile in the museum inventory. However,

the presence of crocodiles in Portugal during the Pleistocene is not likely. For this reason, these dental crowns have been studied in detail, leading to the conclusion that they are cetacean teeth.

Palaeontological taxonomy:

Cetacea Drisson, 1762

Odontoceti Flower, 1867

Delphinidae Gray, 1821

*Delphinus* Linnæus, 1758

Cf. *Delphinus delphis*

Material: GFP.1088.2 (a and b) (Fig. 4, up) Two teeth crowns

Description: two conical teeth crowns. With 17.5 / 14.3 mm high and 10.1 / 8,1 mm Base Length (Table 3). These teeth present some of the characteristics of the teeth of the *Delphinus delphis*: they are wide and pointed, with longitudinal slight prominent grooves in the apical, medial and basal areas. They have smooth and sharp carinas (more evident in "b") (Fig. 4 a) without any denticulation or other ornamentation. The base has no ornamentation. Those teeth crowns are not worn and the apex is complete.

During recent field works in 2017 some bone remains were found in the marine terraces staircase, on the cliffs of the Gruta da Furninha. At the level of 4 to 7 m a.s.l. (Tm 5, Fig. 2), that consist of marine conglomerate, rolled shells and vertebrate remains were identified. The remains of vertebrates consist of five bones remains, that could be carpal bones of a marine mammal.

Palaeontological taxonomy:

Cetacea indet.

Material: five bones (Fig. 4, down) CPGP.56.1; CPGP.55.2017.2; CPGP.55.2017.3; CPGP.55.2017.4 and CPGP.55.2017.5.

Table 2. Vertebrate taxa and their position in the Pleistocene stratigraphic subunits of the Furninha Cave sedimentary infill. The Roman numbering indicates the codes of the fossiliferous subunits.

Tabla 2. Taxones de vertebrados y su posición en las subunidades estratigráficas del relleno sedimentario pleistoceno de la Gruta da Furninha. La numeración romana indica los códigos de las subunidades fosilíferas.

<b>Taxa</b>		<b>Subunit</b> ("níveis ossíferos")	<b>References</b>
<b>Mammalia</b>			
Carnivora	<i>Ursus arctos</i>	<b>1(I); 3(II); 7(IV); 9(V); 11(VI); 13(VII)</b>	Roche, 1970
	<i>Hyaenaprisca</i> sp.	<b>1(I); 3(II); 5(III); 9(V); 11(VI)</b>	Roche, 1970
	<i>Panthera pardus</i>	<b>3(II); 5(III); 11(VI)</b>	Brugal <i>et al.</i> , 2012
	<i>Felis silvestris</i>	<b>5(III)</b>	Nery Delgado, 1884; Harlé, 1910-11; Ferreira, 1964; Roche, 1970; Cardoso, 1993; Brugal <i>et al.</i> , 2012
	<i>Lynx pardina</i>	<b>3(II); 7(IV)</b>	Nery Delgado, 1884; Harlé, 1910-11; Ferreira, 1964; Roche, 1970; Cardoso, 1993; Brugal <i>et al.</i> , 2012
	<i>Canis lupus</i>	<b>3(II); 5(III); 9(V); 11(VI)</b>	Nery Delgado, 1884; Harlé, 1910-11; Ferreira, 1964; Roche, 1970; Cardoso, 1993; Brugal <i>et al.</i> , 2012
	<i>Vulpes vulpes</i>	<b>5(III)</b>	Nery Delgado, 1884; Harlé, 1910-11; Ferreira, 1964; Roche, 1970; Cardoso, 1993; Brugal <i>et al.</i> , 2012
	<i>Meles meles</i>	<b>3(II); 5(III)</b>	Nery Delgado, 1884; Roche, 1970
	<i>Martes</i> sp.	<b>1(I); 3(II); 5(III); 9(V); 11(VI)</b>	Nery Delgado, 1884; Roche, 1970
Artiodactyla	<i>Cervus elaphus</i>	<b>3(II); 5(III); 7(IV); 9(V); 11(VI)</b>	Nery Delgado, 1884; Roche, 1970
	<i>Dama</i> sp. ?	<b>3(II); 5(III); 7(IV); 9(V); 11(VI)</b>	Nery Delgado, 1884; Roche, 1970
	<i>Sus scrofa</i>	<b>5 (III)</b>	Nery Delgado, 1884; Roche, 1970
	<i>Bos primigenius</i>	<b>5(III); 9(V); 11(VI)</b>	Nery Delgado, 1884; Roche, 1970
Perissodactyla	<i>Dicerorhinus hemitoechus</i>	<b>5(III)</b>	Nery Delgado, 1884; Roche, 1970
	<i>Equus caballus</i>	<b>3(II); 5(III); 7(IV); 9(V)</b>	Nery Delgado, 1884; Roche, 1970
Proboscidea	<i>Palaeoxodon antiquus</i>	<b>5(III)</b>	Figueiredo, 2012
Erinaceomorpha	<i>Erinaceus europaeus</i>	<b>3(II); 9(V)</b>	Nery Delgado, 1884, Harlé, 1910-11; Ferreira, 1964; Roche, 1970; Brugal <i>et al.</i> , 2012
Lagomorpha	<i>Oryctolagus</i> sp.	<b>1(I); 3(II); 5(III); 9(V); 11(VI); 13(VII)</b>	Nery Delgado, 1884
Rodentia	<i>Arvicola</i> sp.	<b>5(III)</b>	Nery Delgado, 1884

<b>Taxa</b>		<b>Subunit</b> ("níveis ossíferos")	<b>References</b>
Chiroptera	<i>Vespertilio murinus</i>	5(III)	Nery Delgado, 1884
	<i>Rhinolophus ferrumequinum</i>	5(III)	Nery Delgado, 1884
Cetacea	<i>Delphinus</i> sp.	5(III)	This study
<b>Reptilia</b>			
Testudinata	<i>Testudo hermanni</i>	5(III); 11(VI)	Nery Delgado, 1884
Squamata	Lacertidae indet.	11(VI)	Nery Delgado, 1884
	Serpentes indet.	11(VI)	Nery Delgado, 1884
<b>Amphibia</b>			
Caudata	Caudata (?) indet.	5(III)	Nery Delgado, 1884, Harlé, 1910-11
Anura	Anura (?) indet.	5(III)	Nery Delgado, 1884, Harlé, 1910-11
<b>Peixes</b>			
Chondrichthyes	<i>Galeus</i> sp.	5(III)	Nery Delgado, 1884
Osteichthyes	Osteichthyes indet.	5(III)	Nery Delgado, 1884,
<b>Aves</b>			
Anseriforms	<i>Tadorna tadorna</i>	3(II); 5(III); 7(IV); 9(V); 11(VI)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
	<i>Tadorna ferruginea</i>	5(III); 7(IV); 9(V)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
	<i>Somateria mollissima</i>	3(II); 5(III); 11(VI)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
	<i>Somateria</i> sp.	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
	<i>Cygnus olor</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
	<i>Anas crecca</i>	11(VI)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
	<i>Anas</i> sp.	1(I); 3(II)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
	<i>Melanitta nigra</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
Galiforms	<i>Alectoris rufa</i>	5(III); 7(IV)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
	<i>Coturnix coturnix</i>	Indet.	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
Columbiforms	<i>Columba livia</i>	5(III); 7(IV)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
Charadriiforms	<i>Numenius phaeopus</i>	3(II);	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
	<i>Pinguinus impennis</i>	5(III)	Pimenta <i>et al.</i> , 2008; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b
	<i>Gallinago</i> sp.	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal <i>et al.</i> , 2012; Figueiredo <i>et al.</i> , 2017b

<b>Taxa</b>		<b>Subunit</b> (“níveis ossíferos”)	<b>References</b>
	<i>Larus</i> sp.	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
Procellariiforms	<i>Puffinus puffinus</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
Pelicaniforms	<i>Phoenicopterus ruber</i>	Indet.	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
Phoenicopteriforms	<i>Phalacrocorax aristotelis</i>	1(I); 3(II); 11(VI)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
Strigiforms	<i>Tito alba</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2018
	<i>Bubo bubo</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Asio flammeus</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
Falconiforms	<i>Falco tinuculus</i>	9(V)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Aquila chrysiateus</i>	9(V)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Aquila</i> sp.	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Gyps fulvus</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
Passeriforms	<i>Pyrrhoorax pyrrhocorax</i>	5(III); 7(IV); 11(VI)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Pyrrhocorax graculus</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Corvus corone</i>	5(III); 7(IV)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Corvus frugilegus</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Corvus monedula</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2018
	<i>Turdus merula</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Turdus philomelos</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Turdus pilaris</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Turdus iliacus</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Turdus</i> sp.	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
	<i>Pica pica</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b
Cuculiforms	<i>Cuculus canorus</i>	5(III)	Harlé, 1910-11; Figueiredo, 2010; Brugal et al., 2012; Figueiredo et al., 2017b

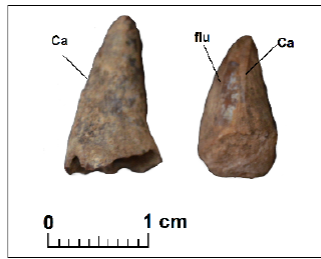


Fig. 4: Up - Teeth GFP.1088.2 (a and b). Left: lingual view (GFP.1088.2-a); right: mesial view (GFP.108.2-b). Abbreviations: flu —interdenticular sulcus; Ca— carina. Scale 1 cm; Down - Probable carpus of marine mammals (CPGP.56.2017.1-5), found on the marine terrace 5 (Tm5); a- Palmar view; b - lateral view. Scale: 2 cm

Fig. 4: Arriba - Dientes GFP.1088.2 (a y b). Izquierda: vista lingüística (GFP.1088.2-a); derecha: vista mesial (GFP.108.2-b). Abreviaturas: gripe — surco interdenticular; Ca— carina. Escala 1 cm; Abajo - Probable carpo de mamíferos marinos (CPGP.56.2017.1-5), encontrado en la terraza marina 5 (Tm5); a- vista palmar; b - vista lateral. Escala: 2 cm

Table 3 - Measurements (mm) of the teeth crowns. CBC/CBL: comprimento da base da coroa/crown base length; AC/CH: altura da coroa/crown height.

Tabla 3 - Medidas (mm) de las coronas dentarias. CBL: longitud de la base de la corona; CH: altura de la corona.

	GFP.1088.2(b)	GFP.1088.2(a)
CBC (CBL)	10.1	8.1
AC (CH)	17.5	14.3

Description: those five bones have an irregular shape, they are mediolaterally flattened and have ossified centres. Although they do not have many diagnostic characteristics, they have the main characteristic on the marine mammals' carpal bones.

#### 4. Discussion

The living Crocodylia are found mainly in the humid tropics (the main exceptions are the American and Chinese alligators) of the Northern and Southern hemispheres and most crocodylians live in the lowlands, where the temperatures are typically about 5 °C lower than at the coast (Alcala and Dy-Liacco, 1990). Various types of aquatic habitats are used by different crocodylians and the type of vegetation bordering the rivers and lakes inhabited by crocodylians is mostly humid tropical vegetation, with mangrove swamps in estuarine areas (Alcala and Dy-Liacco, 1990; Richardson, Webb and Manolis, 2000). On the other hand, the sex of a developing crocodile embryo is determined by incubation temperature (TDSD). The incubation at constant temperatures of 28-30°C gives 100% females; at 31°C around 50% males and 50% females; at 32°C it gives 100% males; but at 33-34°C swings back to 50-100% females respectively (Webb and Manolis, 1989; Richardson, Webb and Manolis, 2002; Marzola, Russo and Mateus, 2015).

The two teeth here presented were previously identified as of crocodile in the Geological Museum inventory (Fig. 5). However, an occurrence of crocodile in the Upper



Pleistocene is not consistent with the fossil record of this period in Portugal or with the environmental conditions associated with the faunal and sedimentary context of the Furninha Cave. The crocodiles' teeth are similar to the delphinidae teeth, because both type of teeth are conic and with a similar size. Dolphin remains are described in the Pleistocene of Portugal, especially in Gruta da Figueira-Brava (Antunes, 2000). As above presented, the environments in the Furninha area, associated to the listed species of birds and mammals are the following: coastal habitats, forests, open fields, woods, wetlands and mountain areas. Several bird species indicate a climate colder than the present one. However, other bird species, as well as mammal species collected in stratigraphic association, suggest temperate climate conditions. Nevertheless, several of these environments (rocky coastal habitats, forests, open fields, woods, and mountain areas) and climate conditions (colder than present) are not consistent with the existence and reproduction of crocodilian (Webb and Manolis, 1989; Alcalá and Dy-Liacco, 1990; Richardson, Webb and Manolis, 2002; Marzola, Russo and Mateus, 2015). So, the presence of dolphins is more consistent with the fossil associations, depositional environments and climate conditions of the Late Pleistocene in mainland Portugal and with the paleoenvironmental conditions of the Furninha Cave.

The paleoenvironmental interpretation on the Pleistocene record of Furninha Cave was performed basically on the remains of birds (Figueiredo, 2010; Brugal *et al.*, 2012; Figueiredo *et al.*, 2017b). Although the species identified are not typical of caves, they are marine species and the Furninha Cave is located on a sea cliff. It is believed that the accumulation of bird remains would have resulted from animals that died inside the cave, but also that some remains were brought by other animals and primitive humans using the cave. The Furninha Cave avian assemblage is dominated by seabirds (anseriforms and peleciforms). However, the presence of species related to terrestrial environments

is relevant (such as the grey partridge): coastal habitats, forests, open fields, woods, wetlands and mountain areas. The presence of birds such as the *Pinguinus impennis*, *Tadorna tadorna*, *Cygnus olor* and *Somateria mollissima* point to a climate colder than the present one. Other bird species, such as *Anas crecca* and *Numenius phaeopus*, as well as mammal species collected in stratigraphic association, suggest humid and hot to temperate climate conditions (Pimenta *et al.*, 2008, 2018; Figueiredo, 2010; Brugal *et al.*, 2012; Figueiredo and Rosa, 2014).

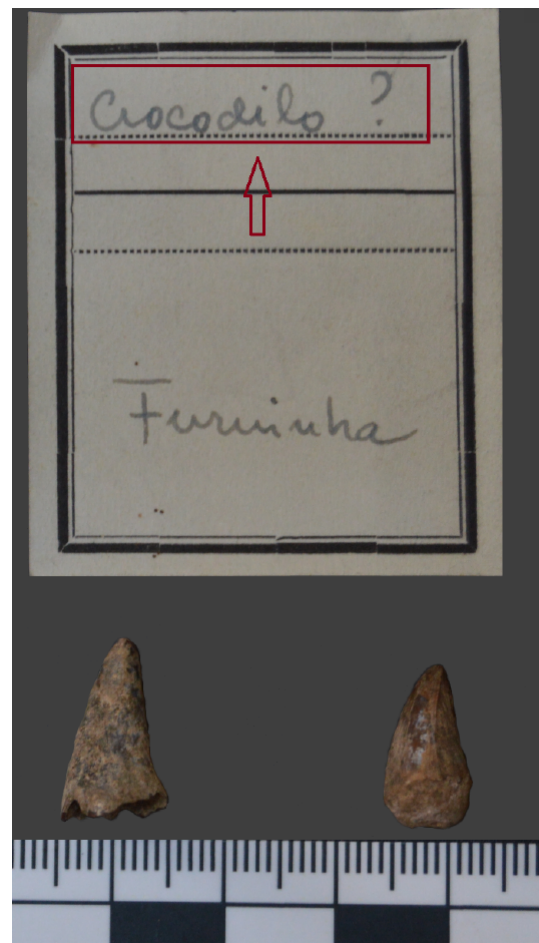


Fig. 5. Marker of the inventory of the Geological Museum with the indication that the teeth could be of crocodile.

Fig. 5. Inventario del Museo Geológico con la indicación de que los dientes probablemente son de cocodrilo.

The biological remains, which comprise a large proportion of broken bones, also contributed to the sedimentary infilling of the cave, which mainly consists of sand brought by wind and limestone debris provided by gravity processes. The subunits 2, 4, 6, 8, 10 and 12, which only comprise aeolian fine sands (without fossil remains), record periods of intense introduction of aeolian sands inside the cave. The subunits 3, 5, 7, 9, 11 and 13 record periods of less relevant aeolian activity, compatible with the use of the cave by primitive humans and animals.

The coastal location of the Furninha Cave is also more consistent with the fossil record of marine animals, than with the presence of crocodiles. On the other hand, in the subunit 5 these two teeth are associated with remains of other marine vertebrates, such as fish and Charadriiformes. In the case of the Charadriiformes, a remain of *Pinguinus impennis*, which also occurs in the Figueira-Brava Cave (Mourer-Chauviré and Antunes, 2000; Pimenta *et al.*, 2008; Figueiredo, 2010; Brugal *et al.*, 2012; Figueiredo *et al.*, 2017b).

*Delphinus delphis* is common in coastal waters, which is consistent with the geographical position of Furninha Cave. However, this species has a huge geographic dispersion in rather different conditions but avoids very cold waters (Rise, 1998). Some of the fauna of Furninha Cave, such as *P. impennis*, *T. adorna*, *C. olor* and *S. mollissima* indicate a colder climate than in the present, but other bird species, such as *A. crecca* or *N. phaeopus*, as well as mammal species collected in stratigraphic association of Gruta da Furninha, suggest humid and hot to temperate climate conditions. This kind of climates are those in which *Delphinus delphis* is common.

In Brugal (2012), it is indicated that these remains come from the Jurassic limestones where the cave is located. We believe that this attribution of provenance is incorrect for two reasons: (1) the Lower Jurassic marine carbonates of the study area were deposited in a marine platform and only contain marine

invertebrate fossils (such as bivalves, echinoderms or cephalopods), without any paleontological record of vertebrates (either terrestrial or continental shelf), and some levels are even of turbidites (França *et al.*, 1960); (2) on the other hand, these two teeth do not present a diagenesis compatible with those limestones, but instead similar to that of the other Pleistocene remains of the Furninha Cave.

## 5. Conclusions

This study focusses on two conic teeth crowns housed at the Geological Museum of LNEG (Lisbon), in the assemblages of the Furninha Cave. Those teeth were previously identified as crocodile, but the occurrence of crocodile in the Upper Pleistocene of Portugal is not consistent with the fossil record of this period or with the environmental conditions associated with Furninha OR conditions found at Furninha.

The attribution of these teeth to *Delphinus delphis*, with a probable age of 80 ka, is consistent with the fossil associations, depositional environments and climate conditions of the Late Pleistocene in mainland Portugal. This occurrence is also consistent with the geographical location of Furninha Cave and with the climates indicated by the vertebrate fauna of this cave. Currently, several species of dolphins are frequent in fully marine and coastal aquatic environments (river mouths) in mainland Portugal.

Furninha Cave has an abundant and diversified Pleistocene fauna, with several species of birds and mammals in some subunits which alternate with other subunits which only comprise aeolian sands. A few artefacts, ascribed to the Early (?), Middle and Late Palaeolithic, indicate episodic presence of primitive human occupations in the cave. Several carnivorous and birds used the cave. Some herbivorous or fish remains were brought into the cave by the carnivorous or by the primitive humans. Regarding the two cetacean teeth described in this study, collected

from a stratigraphic subunit of ~80 ka, they were brought into the cave by carnivorous or by Neanderthals. By ~80 ka the Atlantic littoral was at short distance from the modern coastal cliff and the intertidal zone was surely very rich in food items for the Neanderthal groups and carnivorous animals.

The presence of cetaceans teeth in the Furninha Cave sedimentary infill adds to the record of cetaceans in the Pleistocene of Portugal, complementing the fossil record of this marine mammals in the Figueira-Brava Cave.

### **Acknowledgments**

This work was financed by national funds through the FCT-Fundação para a Ciência e Tecnologia, under the projects UID/Multi/00073/2020 (Centro de Geociências, Universidade de Coimbra) and UID/MAR/04292/2020 (MARE-Marine and Environmental Sciences Centre). The research work of Ismar de Souza Carvalho was funded by Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (Proc. E-26/200.828/2021, Brazil) and Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq 303596/2016-3, Brazil).

The authors would like to thank to the colleague Xabier Pereda Suberbiola for reviewing the Spanish translation of the abstract and the captions of the figures and tables. The authors would also like to thank Daniela Reis for English reviewing.

We appreciate the criticism of the reviewers to a previous version of the manuscript, which has greatly improved this paper.

### **Bibliography**

Alcala, A.C., Dy-Liacco, M.T.S. (1990). Habitats. In: Crocodiles and Alligators. Edited by C.A. Ross. Merehurst Press, London.

Antunes M.T. (1990-1991). O Homem da Gruta da Figueira Brava (ca. 30000 ka BP). Contexto ecológico, alimentação, canibalismo. Memó-

rias da Academia das Ciências de Lisboa, 31, 487-539.

Antunes M.T. (2000a). The Pleistocene fauna from Gruta da Figueira Brava: a synthesis, in Antunes M.T. (ed.), Last Neanderthals in Portugal, Odontologic and Other Evidence, Lisboa, Memórias da Academia das Ciências de Lisboa, 38, 259-282.

Antunes M.T. (2000b). Gruta da Figueira Brava Pleistocene marine mammals, in Antunes M.T. (ed.), Last Neanderthals in Portugal, Odontologic and Other Evidence, Lisboa, Memórias da Academia das Ciências de Lisboa, 38, 245-257.

Berta, A, Sumich, J. L, Kovacs, K. M. (2006). Marine mammals: Evolutionary biology, 2nd ed. San Diego: Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-012088552-7/50007-2>

Berta, A., Ekdale, E., Deméré, T. A., Reidenberg, A.S. (2015). Introduction to the Anatomy of the Head of a Neonate Gray Whale (Mysticeti, *Eschrichtius robustus*). The Anatomical Record Advances in Integrative Anatomy and Evolutionary Biology 298 (4). <https://doi.org/10.1002/ar.23110>

Bicho, N., Cardoso, J. L. (2010). Paleolithic Occupations and Lithic Assemblages from Furninha Cave, Peniche (Portugal) *Zephyrus* 65 (2), 17-38.

Breuil, H., Zbyszewski, G. (1945). Contribution à l'Etude des Industries Paléolithiques du Portugal et de Leurs Rapports avec la Géologie du Quaternaire. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, XXIV, 1-678.

Brugal, J-P; Argant, J., Crispim, J. A., Figueiredo, S, Serra, A. M., Palmqvist, P. (2012). The Complex Carnivore-rich Assemblages from Furninha (Peniche, Portugal): a Multidisciplinary Approach. *Journal of Taphonomy*, 10 (3,4), 417-138.

Cardoso, J. L. (1993). Contribuição para conhecimento dos grandes mamíferos do Plistocénico superior de Portugal. Câmara Municipal de Oeiras. PP:567

Cardoso, J. L., Carvalho, A. F. (2011). A Gruta da Furninha (Peniche). Estudo dos Espólios das Necrópoles Neolíticas. *Estudos Arqueológicos de Oeiras* 18, 333-92.

Cunha, P. P. (2019). Cenozoic Basins of Western Iberia: Mondego, Lower Tejo and Alvalade basins. In: C. Quesada and J. T. Oliveira (eds). *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing, Vol. 4. Cenozoic Ba-

- sins, Chapter 4, 105-130. 184 p. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-11190-8\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-030-11190-8_4)
- Cunha, P. P., Martins, A. A., Gouveia, M. P., Gomes, A. A., Figueiredo, S., Duarte, J., Pereira, T., Costa, A. B. (2017). Registos geomorfológicos e sedimentares do Plio-Plistocénico de Peniche - Atouguia da Baleia. Livro de Atas do 8º Congresso Nacional de Geomorfologia, Porto, 4-7 October 2017, 103-106. ISBN: 978-989-96462-7-8
- França, J. C., Zbyszewski, G., e Moitinho de Almeida, F. (1960). Notícia Explicativa da Folha 30B (Peniche) da Carta Geológica de Portugal, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. pp 33
- Ferreira, O. V. (1964), Jazidas quaternárias com fauna de vertebrados encontradas em Portugal. *Arqueologia e História*, 8 (11), 39-57
- Figueiredo, S. (2010) A Avifauna Plistocénica de Portugal: especificidades evolutivas, anatómicas e o seu contexto paleontológico, geológico e arqueológico. Dissertação de doutoramento, Universidade de Salamanca. pp. 614
- Figueiredo, S., Rosa, M. A. (2014) Indicadores Paleocológicos Resultantes do Estudo da Avifauna do Plistocénico Médio e Superior Português: evolução paleoclimática e comparação com os ambientes atuais. *Arqueofauna e Paisagem*, 37-41, Brasil
- Figueiredo, S., Cunha, P. P., Martins, A. A., and Gouveia, M. (2017a). Aves Plistocénicas da Gruta da Furninha (Peniche): Abordagem Paleontológica e Paleocológica. Abstracts Book of IX Meeting of Iberian Quaternary. Faro, 2017. Algarve University, 4-5.
- Figueiredo, S, Cunha, PP, Pereira, T, Sousa, F. & Rosa, MA (2017b). Pleistocene Birds of Gruta da Furninha (Peniche-Portugal): A Paleontological and Paleoenvironmental Approach. *Journal of Environmental Science and Engineering*, A 6, 502-509. <https://doi.org/10.17265/2162-5298/2017.10.003>
- Harlé, E. (1910-11). Les mammifères et oiseaux quaternaires connus jusqu'ici en Portugal. Mémoire suivi d'une liste générale de ceux de la Péninsule Ibérique. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, VIII, 22-86.
- Jefferson, T.A., Webber, M.A., Pitman, R.L. (2015). *Marine Mammals of the World; A Comprehensive Guide of Their Identification*. 2nd edition. El Sevier. London, UK. pp. 616.
- Marzola, M., Russo, J., Mateus, O. (2015) Identification and comparison of modern and fossil crocodilian eggs and eggshell structures. *Historical Biology*, 27:1, 115-133. <https://doi.org/10.1080/08912963.2013.871009>
- Moura, A.E., Silva, S.E., Correia, A.M., Sousa-Pinto, I., Gil, A., Freitas, L., Ribeiro, C., Carvalho, A., Dinis, A., Alves, F., Ferreira, R., Azevedo, J.M.V., Fernández, M., Cecchetti, A., Medeiros, R., Machete, M., Silva, H., González, L., Faustino, C., Carvalho, I., Brito, C., Martinho, F., Sillero, N. (2017). Mamíferos Marinhos. In: Bencatel, J., Álvares, F., Moura, A. E. & Barbosa, A. M. (eds.), 2017. Atlas de Mamíferos de Portugal. Universidade de Évora, Portugal, 154-199.
- Mourer - Chauviré, C. & Antunes, M. T., (2000). L'Avifaune Pléistocène et Holocene de Gruta da Figueira Brava, in Actas do colóquio Últimos Neandertais em Portugal, evidência, odontológica e outra, 129-162.
- Pimenta, C., Figueiredo, S. & Moreno-Garcia, M. (2008). Novo registo de Pinguim (*Pinguinus impennis*) no Plistocénico de Portugal. *Revista Portuguesa de Arqueologia*, 11 (2), 361-370.
- Raposo, L. (1995). Ambientes, Territorios y Subsistencia en el Paleolitico Medio de Portugal. *Complutum*, 6, 57-77.
- Rice, D. W. (1998). *Marine Mammals of the World: systematics and distribution*. Society for Marine Mammalogy. Lawrence, USA. Pp 231.
- Richardson, K.C., Webb, G.J.W. Manolis, S.C. (2002). *Crocodiles: Inside Out. A Guide to the Crocodilians and Their Functional Morphology*. Chipping Norton, Australia: Surrey Beatty and Sons.
- Roche, J. (1971). Le Climat et les Faunes du Paléolithique Moyen et Supérieur de la Province d'Estremadura, in Actas do II Congresso Nacional de Arqueologia, 39-48.
- Roche, J. (1972). Faunes du Pléistocène Supérieur et Final de l'Estremadura, Portugal. *Annales de Paléontologie (Vértébrés)*, 58 (2), 229-242.
- Webb, G. J. W., S. C. Manolis. (1989). *Crocodiles of Australia*. Reed, Sydney.
- Zilhão, J. (1997). O Paleolítico Superior da Estremadura Portuguesa (vol. II), ed. Colibri, 2 vol., Lisboa.

*Recibido el 2 de mayo de 2021*

*Acceptado el 3 de febrero de 2022*



### Efectos de los incendios en los suelos forestales de la Comunidad Valenciana. Revisión bibliográfica

*Effects of wildfires on forest soils of the Valencian Community.  
A review of the scientific literature*

Añó Vidal, C. <sup>(1)(\*)</sup>; Sánchez Díaz, J. <sup>(1)</sup>; Carbó Valverde, E. <sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Calidad Ambiental y Suelos. Centro de Investigaciones sobre Desertificación -CIDE (CSIC-Universitat de València-GV). Ctra. Moncada-Náquera, Km 4,5. 46113 Moncada (Valencia). \*carlos.anyo@uv.es

#### Resumen

Los incendios pueden modificar las propiedades físicas, químicas y biológicas de los suelos afectados por el fuego y aumentar los procesos de escorrentía y erosión. La magnitud de estos cambios dependerá, entre otros factores, de la duración del incendio, la temperatura alcanzada y el tipo de suelo. La importancia de las consecuencias provocadas por el fuego ha generado una extensa bibliografía, fruto de los estudios de diferentes grupos de investigación que han abordado esta temática tanto en el campo como en experimentos controlados de laboratorio. El principal objetivo de este artículo es conocer las aproximaciones metodológicas, resultados y conclusiones a partir de la revisión y análisis de las publicaciones que han estudiado, en la Comunidad Valenciana, las repercusiones de los incendios en las propiedades físicas y químicas del medio edáfico y las consecuencias hidrológicas y erosivas. La información bibliográfica se ha obtenido de Bib-Eron, base de datos en estudios de erosión gestionada por el Departamento de Calidad Ambiental y Suelos (CIDE), que cuenta para el marco territorial de análisis con 123 referencias bibliográficas, editadas entre 1982 y 2022, procedentes de publicaciones periódicas internacionales y nacionales, capítulos de libros, libros y tesis doctorales.

**Palabras clave:** incendios forestales; quema experimental; propiedades físicas y químicas edáficas; hidrología; erosión.

#### Abstract

Wildfires may produce changes in physical, chemical, and biological soil properties and increase runoff and erosion processes. The magnitude of these changes depends on several factors including the temperature reached, the duration of heating and soil type. The consequences caused by forest fires have led to an extensive bibliography generated by different research groups that have addressed this issue both in the field and





under controlled laboratory conditions. This paper is a review of the scientific literature dealing with changes imposed by wildfires in physical and chemical soil properties and in the hydrological and erosive behavior of the Valencian Community forest soils. Bibliographic information was collected from Bib-Eron, a bibliographic database on soil erosion. The information included in the database is collected and maintained by the Environmental Quality and Soils Department (CIDE). The analysis was based on the scientific documents encoded in the database. The period under consideration runs from 1982 to 2022 representing a total of 123 works published in international and national journals, book chapters, books, and doctoral thesis.

**Key words:** wildfires; experimental fire; physical and chemical soil properties; hydrology; erosion.

## 1. Introducción

Los incendios constituyen una de las perturbaciones más frecuentes e importantes que sufren los ecosistemas forestales mediterráneos. En la Comunidad Valenciana tanto el número de incendios como la superficie quemada se han incrementado sustancialmente desde mediados de la década de los setenta del siglo pasado. Los incendios ocurren con mayor frecuencia, pero la superficie afectada por los mismos muestra una gran variabilidad interanual relacionada con las condiciones climáticas de cada año. De acuerdo con la información proporcionada por la Dirección General de Prevención de Incendios Forestales (Generalitat Valenciana) entre 1986 y 2019 hubo, en la Comunidad Valenciana, 108 Grandes Incendios Forestales (GIF), aquéllos que afectan a una superficie igual o mayor de 500 hectáreas, que quemaron 350.099 ha; cada vez se quema más superficie forestal en un número limitado de eventos. Las consecuencias de los incendios forestales sobre el sistema edáfico constituyen un asunto de enorme interés en la comunidad científica desde los años ochenta del siglo pasado. El interés se ha mantenido durante las últimas décadas por el aumento de la superficie afectada y la recurrencia de grandes incendios. El objetivo de este trabajo es conocer los métodos, resultados y conclusiones a partir de la revisión y análisis de las publicaciones que estudian, en la Comunidad Valenciana, las consecuencias de los incendios forestales en las propiedades físicas y químicas de los suelos y las repercusiones hidrológicas y erosivas. No hemos revisado el efecto del fuego en las

propiedades biológicas del medio edáfico ya que la producción científica es, en estos momentos y en el marco territorial de la Comunidad Valenciana, limitada. Entre los principales grupos de investigación que han abordado esta temática destacan los que se precisan a continuación.

La Unidad de Desertificación del Instituto de Agroquímica y Tecnología de Alimentos (CSIC) fue pionera en estudiar los efectos de los incendios desde inicios de la década de los ochenta (Sanroque y Rubio, 1982). A partir de 1995 forma parte del Centro de Investigaciones sobre Desertificación —CIDE— y, desde esa fecha, en este centro mixto de investigación (CSIC, UV, GV) el Departamento de Calidad Ambiental y Suelos gestiona, en la provincia de Valencia, las estaciones experimentales de Porta Coelli y La Concordia, localizadas en terrenos forestales cedidos por la Generalitat Valenciana. La estación experimental de Porta Coelli (término municipal de Serra) se ubica en una ladera, con una pendiente media del 20%, afectada por un incendio en 1978. El suelo representativo es un Leptosol rendzínico (FAO-UNESCO, 1988) desarrollado sobre margas arcillo-arenosas y conglomerados del Muschelkalk. Dispone de 4 parcelas experimentales cerradas (40 m de largo y 8 m de ancho cada una) orientadas en el sentido de la pendiente. En funcionamiento desde 1988 estudia principalmente el comportamiento hidrológico y erosivo de distintas especies arbustivas y su eficacia para el control de la erosión. Las características de la instalación y el diseño experimental están descritas en Andreu *et al.* (2010). Una estación posterior

se instaló en 1994 en La Concordia (término municipal de Lliria) con unas características topográficas, edáficas y de cobertura vegetal semejantes. Los suelos son Leptosoles rendzínicos desarrollados a partir de calizas jurásicas. La estación dispone de 9 parcelas cerradas (20 m de largo y 4 m de ancho cada una) y experimenta con diferentes intensidades de fuego para comprobar los efectos sobre las propiedades edáficas. En junio de 1995 se realizó un incendio experimental de alta severidad de fuego (3 parcelas), moderada severidad (3 parcelas) y 3 parcelas control (ausencia de quema). En julio de 2003 se repitió la quema con el fin de analizar la evolución temporal de la escorrentía y los sedimentos, además de poder evaluar las repercusiones de los incendios recurrentes. En junio de 2021 se ha efectuado una nueva quema experimental. El equipamiento y las características de las parcelas experimentales puede consultarse en Rubio *et al.* (2003).

Desde inicios de la década de los noventa integrantes del Departamento de Geografía de la Universitat de València también abordaron el impacto de los incendios forestales estudiando la influencia del fuego sobre los procesos hidrológicos y erosivos, haciendo un seguimiento de la evolución de la infiltración y las tasas de la erosión de los suelos quemados. El análisis siempre lo efectuaron mediante experimentos con lluvia simulada, técnica que permite controlar la duración e intensidad de la precipitación. En un principio, la zona de estudio se restringió a áreas afectadas de la provincia de Valencia comenzando por trabajar en Bolbens y Pedralba, incendiadas, respectivamente, en agosto de 1989 y 1990 (Cerdà, 1995). A mediados de la década pasada investigadores de este departamento pusieron en funcionamiento la estación experimental El Teularet en la Sierra de Enguera (Valencia). Los criterios metodológicos y parte de los objetivos científicos son similares a los anteriores, aunque también han incorporado nuevas líneas de trabajo relacionadas con la hidrofobicidad (Bodí, 2012) y los efectos a largo plazo, 30-35 años después del incendio, del tipo de cubierta vegetal más habitual en la

zona (pino carrasco y encina) en los procesos hidrológicos y erosivos (Cerdà *et al.*, 2017).

El Departamento de Ciencias Ambientales de la Universidad de Alicante, desde 1985, estableció parcelas experimentales en Albufera (Alicante) para estudiar el efecto del fuego sobre las propiedades químicas del suelo, los flujos de escorrentía y la pérdida de suelo (Mangas *et al.*, 1992; Sánchez Montahud, 1997). Posteriormente, el Departamento de Ecología de la Universidad de Alicante comenzó a trabajar sobre las consecuencias post-incendio, determinando sobre todo tasas de pérdida de suelo. Con el fin de evaluar la escorrentía y la producción de sedimentos después del incendio se instalaron, en otoño de 1995, 9 parcelas experimentales cerradas de 8 m de largo y 2 m de ancho en la Sierra Cortina, término municipal de Benidorm (Alicante), que había sufrido un incendio en agosto de 1993. El suelo representativo se clasificó como Cambisol calcáreo (FAO-UNESCO, 1988), desarrollado sobre margas eocenas (Bautista, 1999). La experimentación en esta zona continuó más adelante, estableciéndose nuevas parcelas para medir la capacidad de infiltración del suelo tanto en laderas quemadas como en otras que no se han visto afectadas por el fuego. En paralelo se instalaron otras parcelas experimentales para estudiar las producciones de escorrentía y sedimentos en áreas que habían sufrido grandes incendios forestales como el de Ontinyent-Bocairent-Moixent de julio de 1994 que quemó cerca de 19.000 ha (Llovet, 2005). Estudios posteriores, metodológicamente similares, examinaron las consecuencias hidrológicas de los incendios en otras zonas de la provincia de Alicante como en la Sierra de Onil (De Luis, 2002). El Departamento de Ecología, desde mediados de los noventa, inició su colaboración con el Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo (CEAM) centrandose, a partir de entonces, su interés investigador, entre otros aspectos, en la recuperación de zonas incendiadas desde la perspectiva de la vegetación como instrumento para controlar los procesos erosivos de los suelos quemados y evitar su degradación (Vallejo y Alloza, 2015).

El estudio de los efectos de los incendios forestales sobre el funcionamiento de los suelos también constituye una línea de investigación fundamental en el Departamento de Agroquímica y Medio Ambiente de la Universidad Miguel Hernández de Elche. Desde mediados de los noventa comenzaron a estudiar el fenómeno en una zona quemada en agosto de 1994 ubicada entre los límites municipales de Alcoy y Cocentaina. En 1998 efectuaron una quema controlada en una parcela experimental de 1.500 m<sup>2</sup> situada en el término de Benifato (Sierra de Aitana); el suelo se clasificó como Haploxeroll cálcico (Soil Survey Staff, 1998). Los resultados de estos trabajos se materializaron en Mataix Solera (1999). A partir de entonces han continuado las investigaciones tendentes a comparar resultados entre zonas quemadas y otras que no han sufrido el incendio (zonas control), investigando los efectos del fuego en diferentes propiedades edáficas (v.gr., estabilidad de agregados o hidrofobicidad). También han considerado la evolución temporal de un buen número de parámetros edáficos. Toda la labor investigadora se ha desarrollado, preferentemente, en sectores de la provincia de Alicante. Además, han aportado innovaciones metodológicas muy interesantes como la utilización de la espectroscopia en el infrarrojo cercano (NIR), método rápido y preciso para estimar las temperaturas registradas en los suelos afectados por incendios (Arcenegui *et al.*, 2010). En los últimos años el Grupo de Edafología Ambiental del Departamento está trabajando en parcelas ubicadas en la Sierra de Mariola (término municipal de Alcoy); zona que sufrió un GIF de moderada severidad en julio de 2012. El principal objetivo es conocer los efectos de la gestión forestal post-incendio, en concreto el arrastre y la extracción de troncos quemados con maquinaria pesada, en las propiedades físicas, químicas y biológicas del medio edáfico (García Orenes *et al.*, 2017), en las comunidades microbianas relacionadas con el ciclo del nitrógeno (Pereg *et al.*, 2018) y en las costras biológicas del suelo (García Carmona *et al.*, 2020), que tienen un papel muy importante en el control de los procesos hidrológicos y la erosión. El suelo es un Typic Xerorthent (Soil

Survey Staff, 2014) desarrollado sobre margas y, en este tipo de suelo muy vulnerable a la degradación por erosión hídrica, la tala y saca de madera tiene un efecto muy negativo en el ecosistema (García Orenes *et al.*, 2017; Pereg *et al.*, 2018).

## 2. Metodología

Las repercusiones edáficas provocadas por los incendios forestales han originado una extensa bibliografía, fruto de diferentes líneas de investigación que han estudiado los suelos afectados por el fuego tanto en el campo como en condiciones controladas de laboratorio. La información bibliográfica se ha obtenido de Bib-Eron, base de datos en estudios de erosión gestionada por el Departamento de Calidad Ambiental y Suelos del CIDE. La estructura de la base de datos con los correspondientes campos y su definición puede consultarse en Añó Vidal y Sánchez Díaz (2014). Hemos consultado 79 artículos editados en revistas internacionales (67 referencias) y nacionales (12 referencias), 18 capítulos de libros, 17 Tesis Doctorales y 9 libros. No hemos tenido en cuenta las actas de congresos. El número de referencias que figuran en la bibliografía se han reducido a 77 con el fin de aligerar el apartado; cualquier persona que quiera consultar el listado completo no dude en ponerse en contacto con los autores del artículo. También hemos considerado la información edáfica recogida en la publicación *Los suelos forestales de la Comunitat Valenciana. Catálogo de perfiles representativos* (Sánchez Díaz *et al.*, 2018). En los casos en los que se especifica el tipo de suelo se ha indicado el sistema de clasificación correspondiente.

## 3. Resultados

El fuego puede afectar a corto, medio o largo plazo, las propiedades físicas, químicas y biológicas del medio edáfico y, con ello, la respuesta hidrológica y erosiva ante las precipitaciones. Los efectos en estas propiedades depende-

rán, sobre todo, de la temperatura alcanzada durante el incendio y su duración, tal y como ya demostraron Sanroque *et al.* (1985) en uno de los primeros trabajos efectuados en la Comunidad Valenciana, donde analizaron las consecuencias de los incendios en tres zonas de estudio de la provincia de Valencia: Forata, Los Yegüeros y La Peraleja, localizados, respectivamente, en los términos municipales de Yátova, Buñol y Enguera. En el primer caso el suelo representativo es un Cambisol cálcico y, en los otros dos emplazamientos, el suelo se clasificó como Rendzina. Los suelos se clasificaron siguiendo los criterios establecidos por FAO-UNESCO (1974). Por tanto, la severidad del fuego es un factor clave para entender los cambios en las propiedades de los suelos. Los incendios de baja severidad no suelen provocar impactos significativos. Por el contrario, incendios de gran severidad o prolongados, pueden ocasionar importantes modificaciones en el funcionamiento edáfico (Tabla 1).

No existe una única clasificación que establezca una gradación de la severidad del fuego, habiendo diferencias entre diferentes autores en relación con los límites. Entre las distintas propuestas está la de Campo (2012) cuya clasificación recoge los criterios establecidos en las investigaciones desarrolladas en la estación experimental de La Concordia (Figura 1). Este autor diferenció entre incendios de severidad ligera o baja, moderada y alta severidad. En los primeros las temperaturas en la superficie del suelo oscilan entre 100° y 250° C, alcanzando, a 10 mm de profundidad, los 50° C. En los segundos, las temperaturas máximas en la superficie del medio edáfico oscilan entre 300° y 400° C y, a 10 mm de profundidad, entre 100° y 200° C. En los incendios de alta severidad las temperaturas en superficie pueden exceder los 500° C y los 250° C a 10 mm de profundidad. Esta propiedad del fuego es fundamental para entender la respuesta edáfica post-incendio.

Tabla 1. Ejemplos de alteraciones en el suelo dependiendo de la severidad del fuego. Fuente: Jiménez Pinilla (2016).

*Table 1. Examples of alterations in the soil depending on the severity of the fire. Source: Jiménez Pinilla (2016).*

Temperaturas (°C)	Alteración
40-70	Degradación de proteínas y muerte de tejidos biológicos
48-54	Deshidratación o muerte de determinadas raíces
70-90	Muerte de determinadas semillas
50-121	Muerte de microorganismos edáficos
180-300	Combustión y destilación del mantillo. Combustión de alrededor del 85% del horizonte orgánico
200-250	Puede incrementarse la hidrofobicidad del suelo
200-315	Comienza la destilación de la materia orgánica del suelo
270-300	Destrucción de la hidrofobicidad del suelo
200-400	Comienza la destilación de nutrientes (particularmente N) Volatilización del azufre
>300	Los horizontes orgánicos superficiales del suelo son consumidos
420	Pérdida de agua en los minerales de la fracción arcilla
450	Combustión completa de la materia orgánica
600	Máxima pérdida de fósforo y potasio, oxidación de enlaces metálicos
800	Oxidación de azufre
980	Cambios irreversibles en los minerales de la arcilla
1.240	Volatilización del calcio





Figura 1: E.E. La Concordia (Llíria, Valencia). Quemas experimentales. Junio 1995 (imagen superior) y Julio 2003 (imagen inferior). Fotografías cedidas por Eugenia Gimeno García.

Figure 1: E.S. La Concordia (Llíria, Valencia). Experimental fire. June 1995 (top image) and July 2003 (bottom image). Photographs courtesy of Eugenia Gimeno García.



### 3.1. Efectos del fuego sobre las propiedades químicas y físicas del suelo

La acción del fuego sobre el ecosistema edáfico puede producir alteraciones en sus propiedades. Las consecuencias son variables ya que intervienen un gran número de factores. En un primer momento, el pH del suelo aumenta debido al aporte de óxidos y cationes básicos procedentes de las cenizas. Hay que tener en cuenta que los suelos calcáreos, mayoritarios en la Comunidad Valenciana, presentan una alta capacidad tampón y los cambios en el **pH** provocado por las cenizas es inferior a la que experimentan los suelos con pH ácido. El tiempo de recuperación del pH inicial es muy variado y será más o menos rápido según el tiempo que permanezcan las cenizas en el suelo. Por ejemplo, en la parcela experimental de la Sierra de Aitana (Benifato) después de 6 meses de la quema controlada no había diferencias significativas entre el pH del suelo quemado y el suelo control (Mataix Solera, 1999). En estas ocasiones, recuperaciones tan rápidas son consecuencia del arrastre por erosión de las cenizas. La **conductividad eléctrica** (CE) del suelo, que indica el contenido en sales solubles, también aumenta por la incorporación y solubilización de las cenizas. Al igual que en el caso de la anterior propiedad edáfica en un plazo relativamente corto, por ejemplo 3 meses en las parcelas experimentales de La Concordia (Andreu *et al.*, 1998) o 4 meses en la parcela de Aitana (Mataix Solera, 1999), la CE vuelve a los valores anteriores al incendio.

Si la severidad del fuego no es muy alta el aporte de cenizas también enriquece al suelo con un aumento de **nutrientes** (potasio, calcio, magnesio y fósforo disponible). Este aporte puede ser efímero, durando, por ejemplo, en las parcelas de La Concordia entre 4 y 5 meses (Gimeno García *et al.*, 2000) coincidiendo este final con la mayor pérdida de suelo provocado por tormentas con alta capacidad erosiva. También hay que tener en cuenta que una proporción importante de nutrientes se pierden por volatilización en el momento del fuego. En uno de los pri-

meros incendios experimentales efectuados en la Comunidad Valenciana, en concreto en parcelas localizadas en Albaterra (Alicante), Sánchez Montahud *et al.* (1994) observaron que inmediatamente después del incendio aumentaba la materia orgánica, el nitrógeno total, el fósforo disponible y los cationes intercambiables (potasio, sodio y magnesio). El calcio y la **capacidad de intercambio catiónico** (CIC) disminuyeron. Seis meses después los valores se equiparaban a los niveles originales. En las parcelas quemadas de La Concordia solo se observa una disminución de la CIC cuando la temperatura supera los 300°C; así cuando la temperatura alcanza los 700°C la CIC disminuye un 70% en relación con los valores iniciales (Gimeno García, 1999).

El fósforo disponible, inmediatamente después del fuego, se incrementa considerablemente en experimentos en los que la severidad del fuego es moderada o alta. Este hecho se ha observado tanto en las parcelas valencianas de La Concordia (Gimeno García *et al.*, 2000) como en las alicantinas de la Sierra de Aitana (Mataix Solera, 1999). Las causas de este incremento inicial son el aporte procedente de las cenizas, la combustión de la materia orgánica y la mineralización del fósforo orgánico como consecuencia de las temperaturas alcanzadas. El incremento puede mantenerse a medio plazo, por ejemplo, tres años después del incendio que afectó a Cortes de Pallás (provincia de Valencia) en junio de 2012 (Fernández *et al.*, 2019). El **nitrógeno** es uno de los nutrientes más afectados por los incendios ya que es uno de los elementos que más fácilmente se volatiliza. La influencia del fuego en el ciclo del nitrógeno es muy compleja y variable con importantes variaciones según el tipo de investigación efectuada. En general, en incendios con temperaturas superiores a los 200°C, suelen registrarse pérdidas de nitrógeno. En la estación experimental de La Concordia se realizó un seguimiento temporal en los meses posteriores a la quema controlada de 1995 y observaron que los valores medios de nitrógeno total, un año después del incendio, solo eran ligeramente inferiores en las parcelas quemadas respecto

a las parcelas control. Las variaciones, ligeras, del porcentaje de nitrógeno lo atribuyeron a las oscilaciones temporales del contenido en materia orgánica. Por el contrario, en las parcelas quemadas, inmediatamente después de la quema, detectaron un brusco incremento del nitrógeno amoniacal, proporcional a la severidad del fuego. Estos niveles elevados únicamente persistieron durante un mes y, con las primeras lluvias, el descenso fue generalizado. Por su parte, el contenido en nitrógeno nítrico muestra un acusado descenso siete meses después de la quema y un nuevo aumento a los diez meses. Estas oscilaciones fueron más acusadas en las parcelas que recibieron un tratamiento con moderada y alta severidad de fuego. Esta variación temporal de la concentración de nitratos en el suelo, meses después del impacto del fuego, se atribuyó a las fluctuaciones de humedad y temperatura del medio edáfico (Gimeno García, 1999; Gimeno García *et al.*, 2002).

Uno de los efectos más habituales del fuego en las propiedades edáficas es la alteración de la **materia orgánica**. El impacto del fuego afecta tanto a su contenido como a su composición (González Pérez *et al.*, 2004). El grado de alteración estará determinado por la severidad y duración del fuego, el tipo de fuego (de copas, superficial, subterráneo) y, también, por las características específicas de las condiciones locales (v.gr, composición de la vegetación, topografía, contenido de humedad de la materia orgánica). Al participar un número tan elevado de factores las consecuencias del fuego en esta propiedad edáfica son muy variables. Está aceptado que el contenido de materia orgánica del suelo no varía de forma apreciable hasta los 170°C, un ligero descenso se hace evidente a los 220°C mientras que con temperaturas superiores a 460°C la combustión de la materia orgánica es casi total (Campo *et al.*, 2008). Sin duda, la destrucción, por combustión, de la materia orgánica tiene consecuencias inmediatas a corto plazo sobre la estructura del suelo, la estabilidad de los agregados, la porosidad y la capacidad de infiltración y de retención hídrica (Andreu *et al.*, 2001). Estas variables

son muy importantes en los procesos hidrológicos y erosivos. En unos casos, la cantidad de materia orgánica suele disminuir después de un incendio de alta severidad si el fuego ha afectado directamente a los horizontes más superficiales. Sanroque *et al.* (1985) observaron, en suelos quemados de la provincia de Valencia, que el porcentaje de materia orgánica del horizonte superficial disminuyó entre un 20 y un 30%. En cambio, en incendios de baja o moderada severidad puede aumentar el contenido en materia orgánica consecuencia de la incorporación al suelo de vegetación parcialmente quemada o por la acumulación de materiales carbonizados tras el paso del fuego, tal y como se detectó tanto en las parcelas experimentales de Porta Coelli (Andreu *et al.*, 1996) como en las de La Concordia (Gimeno García, 1999; Campo *et al.*, 2008). El fuego, además de modificar la cantidad de materia orgánica, provoca cambios en sus propiedades. Las modificaciones serán más o menos intensas en función de la temperatura alcanzada y del tiempo que dure el evento. Los efectos del fuego en la composición de la materia orgánica es un tema complejo que aporta pocos estudios (v.gr., Mayor *et al.*, 2016) en el marco territorial de la Comunidad Valenciana.

La **estabilidad de los agregados**, parámetro indicativo de la **estructura del suelo**, es uno de los factores que más influyen sobre la erosionabilidad del medio edáfico, condicionando tanto la infiltración como la resistencia del suelo a la erosión. Por este motivo, el análisis de esta propiedad es fundamental para controlar los procesos erosivos en la gestión posterior al incendio (Campo *et al.*, 2022). En incendios de alta severidad la respuesta de los agregados es compleja de evaluar y existen discrepancias en la literatura científica ya que hay muchos factores implicados (por ejemplo, contenido en materia orgánica, mineralogía de la fracción arcilla o hidrofobicidad) que pueden condicionar diferentes patrones de respuesta. En unos casos se ha detectado una reducción de la estabilidad de los agregados relacionado con la destrucción de la materia orgánica, sobre todo cuando ésta es

el principal agente cementante de los agregados (Sanroque *et al.*, 1985; Cerdà, 1993; Campo *et al.*, 2014). Molina *et al.* (1994) observaron en un suelo quemado, después de un incendio de baja severidad acaecido en marzo de 1990, un descenso en la estabilidad de los agregados, entre septiembre de 1990 y marzo de 1991, coincidiendo con las precipitaciones de otoño. Mientras, en la parcela adyacente sin quemar la estabilidad estructural del suelo no experimentó ninguna variación durante el año posterior al incendio. Las parcelas estaban ubicadas en Andilla (Valencia) y el suelo se clasificó como Calcisol háplico (FAO-UNESCO, 1988). La diferencia se relacionó con el efecto más intenso de los procesos de humectación/secado en el suelo quemado desprovisto de vegetación. El contenido en materia orgánica apenas varió ni en el suelo quemado ni el no afectado.

Al aumentar la severidad del incendio el descenso en la estabilidad de agregados es más acusado tal y como detectaron Mataix Solera *et al.* (2002). Este trabajo se efectuó un año después del incendio de 1994 en tres suelos calcáreos de Alcoy (Alicante) afectados por un fuego de superficie en comparación con otra zona que había sufrido un incendio de copa en una masa de *Pinus halepensis*. En los suelos que sufrieron una severidad del fuego más elevada el contenido en materia orgánica disminuyó y, como consecuencia, la destrucción de agregados. Por tanto, el tipo de incendio y la severidad del fuego afectarán de manera diferente tanto a la materia orgánica como a la estructura del suelo. Sin embargo, en otros casos, algunos autores han encontrado el patrón opuesto: aumento, aunque sea pequeño, en la estabilidad de los agregados en los suelos quemados en comparación con los valores de los suelos de las zonas control sin quemar (Guerrero *et al.*, 2001; Mataix Solera y Doerr, 2004; Llovet *et al.*, 2009; Jiménez Pinilla, 2016). Por ejemplo, Arcenegui *et al.* (2008) concluyeron que la estabilidad de los agregados, en todas las fracciones, era mayor en los suelos quemados, después de estudiar 10 áreas de la provincia de Alicante que habían sufrido incendios entre 2003 y 2006. El

incremento en la estabilidad de agregados en las muestras tomadas en áreas quemadas puede deberse a la combinación de diferentes factores. Por un lado, el tipo de incendio: cuando el fuego no afecta directamente al suelo (incendios de copa) puede aumentar el contenido en materia orgánica al incorporarse material semipirolizado procedente de la vegetación (Arcenegui, 2008). Esta situación explicaría un aumento de la estabilidad de los agregados a medio y largo plazo. Otra posible explicación es la presencia de compuestos hidrofóbicos que puede favorecer un aumento en la estabilidad de los agregados (Mataix Solera y Doerr, 2004; Arcenegui *et al.*, 2008). También, el calentamiento del suelo puede modificar la mineralogía de la fracción arcilla formando agregados más estables (Guerrero *et al.*, 2001). Otra posible interpretación es que el fuego, por la combustión de la materia orgánica, destruya una proporción de los agregados, pero sin afectar a los más resistentes. De este modo, puede que al muestrear en una zona recién quemada solo se estén seleccionando los agregados más resistentes, aquéllos que han resistido la acción del fuego en el suelo. En estos casos el aumento de la estabilidad observado podría ser únicamente aparente, siendo necesario verificar el aumento real de la estabilidad estructural mediante experimentos posteriores en laboratorio (Mataix Solera *et al.*, 2011).

En determinadas circunstancias, algunos suelos pueden presentar **hidrofobicidad** o **repelencia al agua**. La acumulación de sustancias hidrofóbicas en los primeros centímetros del medio edáfico puede dificultar considerablemente la infiltración, aumentar la escorrentía superficial y acelerar la erosión hídrica. Por tanto, la persistencia y la distribución espacial de la hidrofobicidad es un factor clave en la dinámica de la escorrentía en los suelos quemados. Los suelos ácidos y de textura arenosa son más susceptibles a desarrollar repelencia al agua (Mataix Solera y Doerr, 2004), pero ésta también puede aparecer en suelos calcáreos (Cerdà y Doerr, 2005; Bodí, 2012). En 10 áreas de la provincia de Alicante afectadas por incendios forestales entre

2003 y 2006 se analizaron, en condiciones de laboratorio, 200 muestras superficiales y concluyeron que, inmediatamente después del incendio, el 74% de las muestras quemadas presentaban hidrofobicidad, mientras en las muestras sin quemar solo el 33% fueron clasificadas como hidrofóbicas (Arcenegui *et al.*, 2008). En suelos forestales quemados de la provincia de Alicante, los factores que influyen en la hidrofobicidad son la severidad del fuego, las propiedades intrínsecas del suelo (por ejemplo, contenido en materia orgánica, textura y mineralogía de la fracción arcilla) y el tipo de vegetación y la cantidad de restos vegetales (Arcenegui, 2008). La influencia de tantos factores explica que esta propiedad sea muy variable tanto en el espacio como en el tiempo. En relación con el primer factor, en experimentos de laboratorio se ha demostrado que si la temperatura alcanzada en el suelo es entre 200 y 350°C la hidrofobicidad se intensifica. En cambio, disminuye si la temperatura registrada supera los 350°C y entre los 400 y 500°C se destruyen los compuestos hidrofóbicos, desapareciendo la repelencia al agua (Arcenegui *et al.*, 2007). Estos rangos de temperatura pueden variar de unos suelos a otros.

Otro factor que condiciona la repelencia al agua es la vegetación que marcará un patrón heterogéneo y muy dependiente de la especie vegetal. En general, la forma en que distintas especies vegetales favorecen o no la hidrofobicidad está muy relacionada con el tipo de vegetación, la cantidad de combustible quemado y la mayor o menor presencia de resinas, ceras o aceites aromáticos acumulados en el suelo (Arcenegui, 2008). En la Sierra de la Creu, en el término municipal de Les Useres (Castellón), tras un incendio forestal en 2007 se detectó que el fuego provocó, en un Leptosol Réndzico (FAO, 2006) desarrollado sobre calizas cretácicas, un aumento significativo de la repelencia al agua en muestras tomadas bajo *Rosmarinus officinalis*, mientras en las microparcelas quemadas en las que predominaba *Quercus coccifera* el fuego destruyó la hidrofobicidad (Gimeno García *et al.*, 2011). Actualmente esta investigación es de los po-

cos trabajos que han estudiado las consecuencias de los incendios en los suelos forestales de la provincia de Castellón. En un suelo calcáreo no quemado, Lithic Xerorthent (Soil Survey Staff, 1998) desarrollado sobre calizas jurásicas, de la Sierra de la Taja, cerca de Pino-so (Alicante), Mataix Solera *et al.* (2007) detectaron que el 20% de las 160 muestras analizadas en 2004 presentaban hidrofobicidad y esta propiedad era mayor en muestras tomadas bajo pino carrasco (*Pinus halepensis*) y coscoja (*Quercus coccifera*) en comparación con otras especies vegetales como romero (*Rosmarinus officinalis*) o enebro (*Juniperus oxycedrus*). En otro estudio desarrollado en dos suelos forestales de la provincia de Alicante también se estudió el grado de hidrofobicidad en función del tipo de vegetación y concluyeron que *Pinus halepensis* y *Rosmarinus officinalis* producían más sustancias hidrofóbicas en el medio edáfico que el *Brachypodium retusum* (Arcenegui *et al.*, 2007). En un trabajo desarrollado en condiciones de campo en Gorga (Alicante), después de un incendio en julio de 2011, observaron que el fuego produjo un incremento considerable de la repelencia al agua en parcelas quemadas bajo pinar (100% de las muestras fueron hidrofóbicas) en comparación con el 66% de las muestras tomadas en las parcelas control. En las parcelas bajo matorral el aumento fue menos evidente, sin apenas diferencias significativas (Jiménez Pinilla *et al.*, 2016a).

Un tercer factor fundamental son las propiedades específicas de cada suelo que determinarán la presencia e intensidad de la hidrofobicidad en los suelos quemados. En determinados suelos, el contenido de materia orgánica, la textura y el tipo de mineralogía son algunos de los factores que pueden evitar la aparición de la hidrofobicidad (Arcenegui *et al.*, 2007; Mataix Solera *et al.*, 2008). Así, dos suelos forestales alicantinos muestreados en Rellu (Regosol Calcárico -FAO, 1998-) y en el Parque Natural del Montgó (Luvisol Crómico -FAO, 1998-) mostraron un comportamiento diferenciado en el laboratorio. Antes del calentamiento los dos suelos eran hidrofílicos; después del calentamiento solo el Regosol Calcárico desarrolló



repelencia al agua. Este último suelo presentaba un mayor contenido en materia orgánica y una textura gruesa, con menor presencia de arcilla (Arcenegui *et al.*, 2007). En el norte de la provincia de Alicante se muestrearon 12 emplazamientos forestales, un tercio de ellos correspondientes al Montgó, con un mismo tipo de suelo clasificado como Luvisol crómico (FAO, 2006) o Lithic Rhodoxeralf/Lithic Haploxeralf (Soil Survey Staff, 2006), suelos conocidos en las regiones mediterráneas como *Terra rossa* por su rubefacción. Después de experimentos controlados en laboratorio el estudio concluyó que este tipo de suelo es muy poco susceptible a desarrollar repelencia al agua por un menor contenido en materia orgánica y mayor presencia de arcilla en comparación con otros suelos forestales de la provincia de Alicante y, sobre todo, por la gran presencia de la caolinita en la fracción arcilla (Mataix Solera *et al.*, 2008). Un trabajo posterior desarrollado

en dos áreas forestales quemadas en 2008 en Liber y Pinoso (Alicante) y en tres en Monte Carmel (Israel) confirmó el comportamiento de la *Terra rossa* ante la hidrofobicidad, reafirmando los factores destacados en los estudios precedentes en la preservación del carácter hidrofílico del suelo: contenido en materia orgánica, contenido en arcilla y la mineralogía de la fracción arcilla (Mataix Solera *et al.*, 2013). En la misma provincia de Alicante, en zonas quemadas de Pinoso y La Torre de les Maçanes se observaron pequeñas diferencias en algunas propiedades de los suelos, clasificados, según Soil Survey Staff (2006), en el primer caso como Lithic Xerorthent y Typic Xerorthent en el segundo caso, que controlan, en parte, el desarrollo y persistencia de la hidrofobicidad. Así, en muestras de suelo quemadas en laboratorio éstas variaban, de manera muy significativa, entre hidrofílicas a muy repelentes al agua. La propiedad principal que controló el



Figura 2: Andilla (Los Serranos, Valencia). Cenizas post-incendio. Septiembre 2013. Fotografía de Ester Carbó Valverde.  
Figure 2: Andilla (Los Serranos, Valencia). Post-fire ashes. September 2013. Photograph by Ester Carbó Valverde.



comportamiento hidrofóbico del suelo fue la textura y, en concreto, el contenido de arena (Mataix Solera *et al.*, 2014).

Otra línea de investigación estudia el papel de las cenizas en los suelos afectados por incendios y si éstas pueden ser hidrofóbicas (Figura 2). Así, se han estudiado las variaciones espaciales y temporales de la repelencia al agua, medida en campo, en 4 cuencas de la Sierra de Enguera (Valencia) afectada por cuatro incendios forestales desde 1979, analizando cómo la presencia de la repelencia al agua varía a lo largo del año en función de la humedad del suelo (Bodí *et al.*, 2013) y comprobando que las cenizas afectan a la presencia y persistencia de la hidrofobicidad después de incendios forestales de baja severidad (Bodí, 2012). También se ha trabajado en relacionar la repelencia al agua de las cenizas con el contenido de carbono orgánico total y el color, indicadores del grado de combustión de la vegetación. Este último estudio experimentó en campo y laboratorio con muestras, tomadas en 2008 después de incendios de diferente severidad, en Navalón, Albaida (provincia de Valencia), Líber y Pinoso (provincia de Alicante) y concluyeron que la especie vegetal y la mayor o menor severidad de la combustión son factores que influyen en las propiedades hidrofílicas o hidrofóbicas de las cenizas resultantes (Bodí *et al.*, 2011). Este campo de trabajo ha llevado implícito el estudio pormenorizado de las características físicas y químicas de las cenizas mediante análisis termogravimétrico (Dlapa *et al.*, 2015) o la aplicación de Espectroscopía Infrarroja Transformada de Fourier (Dlapa *et al.*, 2013). En Gorga (Alicante), además de estudiar, en laboratorio, la influencia de la humedad relativa del aire en la repelencia al agua en suelos afectados por el fuego (Jiménez Pinilla *et al.*, 2016a), se efectuó un seguimiento durante dos años (Julio 2011-Julio 2013) para analizar cómo repercute la presencia o ausencia de las cenizas en la evolución temporal de la hidrofobicidad del suelo, en este caso Lithic Xerorthent (Soil Survey Staff, 2014), en parcelas quemadas y sin quemar, incorporando también el análisis del mayor o menor impacto en el proceso de di-

ferentes cubiertas vegetales (Jiménez Pinilla *et al.*, 2016b). Más novedoso es el análisis de las consecuencias del fuego sobre el contenido en glomalina, una glicoproteína producida principalmente por los hongos micorrízicos arbusculares, en ocho suelos representativos de la provincia de Alicante (Lozano, 2015). En esta línea de trabajo, aunque los resultados son todavía preliminares, se ha estudiado, en campo y laboratorio, los efectos inmediatos, en parcelas instaladas en Gorga y Gata de Gorgos (Alicante), y a medio plazo, parcelas de Gata de Gorgos, de los incendios forestales sobre el contenido en glomalina del suelo en función de dos tipos de cubierta vegetal (pinar y matorral). También se ha estudiado la relación entre la glomalina y la repelencia al agua (Lozano *et al.*, 2016a y 2016b).

### 3.2. Consecuencias hidrológicas y erosivas

Los incendios provocan cambios en la capacidad de infiltración del suelo e intensifican los procesos erosivos (García Ruiz y López Bermúdez, 2009). La hidrología del suelo se modifica fruto de la acumulación de sustancias hidrofóbicas en la superficie del medio edáfico, la reducción o destrucción de la materia orgánica, la disminución de la porosidad y estabilidad de los agregados, el sellado del suelo por cenizas y, sobre todo, por la eliminación de la cubierta vegetal (Figuras 3 y 4). El incremento de la escorrentía y la erosión lleva aparejado la pérdida de nutrientes del suelo (Andreu *et al.*, 1996). Un buen número de estudios que comparan entre parcelas quemadas y otras sin quemar (parcelas control) han comprobado que la producción de escorrentía superficial (al disminuir tanto la interceptación como la capacidad de infiltración del medio edáfico) y la pérdida de suelo aumentan tras los incendios. El principal efecto del fuego sobre la erosión y la cantidad de sedimento producido va a depender de la severidad del incendio tal y como ya pusieron de manifiesto Rubio *et al.* (1997) cuando estudiaron las consecuencias del incendio (agosto de 1992) en la Sierra Calderona, entre los límites provinciales de Castellón y Valencia.



Figura 3: Ontinyent (Valencia). Paisaje tras el incendio. 2010. Fotografía de Eugenia Gimeno García.  
*Figure 3: Ontinyent (Valencia). Post-fire landscape. 2010. Photograph by Eugenia Gimeno García.*



Figura 4: Pla de Pavía, Sierra Calderona (Valencia). Paisaje tras el incendio. 2008. Fotografía de Eugenia Gimeno García.  
*Figure 4: Pla de Pavía, Sierra Calderona (Valencia). Post-fire landscape. 2008. Photograph by Eugenia Gimeno García.*



Inmediatamente después del incendio las tasas de escorrentía y erosión son muy pequeñas, debido a la capa de cenizas que cubre el medio edáfico. Esta es la principal conclusión de un experimento con lluvia simulada efectuado en la Sierra Calderona (Valencia) después del incendio de agosto de 2004. El efecto protector de las cenizas es mayor en los suelos que, además de cenizas, tienen restos de vegetación quemada y acículas (Cerdà y Doerr, 2008). La capa de cenizas, además de reducir o retrasar la escorrentía superficial debido a su elevada capacidad de almacenamiento de agua, también protegen el suelo del impacto de las gotas de lluvia (*splash*) y de la erosión laminar (Bodí, 2012). En la estación experimental El Teularet (Sierra de Enguera, Valencia) han utilizado el color de la ceniza como indicador de la severidad del fuego y su influencia en la infiltración y la escorrentía. Incendios de alta severidad generan cenizas blancas consecuencia de la combustión total de la vegetación, mientras que los incendios menos severos producen cenizas negras resultado de una combustión parcial de la vegetación. En El Teularet, después de 54 experimentos con simulación de lluvia efectuados en julio y agosto de 2010, detectaron que en los suelos cubiertos con cenizas negras la infiltración fue mayor que en los suelos cubiertos con cenizas blancas y, por tanto, en estas últimas parcelas, la tasa de escorrentía se duplicó (León *et al.*, 2013). Tras la pérdida de las cenizas o su encostramiento hay un aumento sustancial de las tasas de escorrentía y erosión que se van reduciendo con la recuperación de la vegetación en las zonas quemadas. Esta característica se observó en Bolbens (Valencia) después de un seguimiento invernal, mediante simulación de lluvia, entre 1990 y 1995. Así, a lo largo de esos años las tasas de infiltración aumentaron paulatinamente y, al mismo tiempo, disminuyó la escorrentía superficial; el coeficiente de escorrentía pasó del 45% en 1990 al 6% cinco años después (Cerdà, 1998a). Por tanto, a corto plazo las cenizas juegan un papel muy importante en la hidrología de las zonas afectadas por incendios y pueden influir en la buena regeneración de la cubierta vegetal post-incendio.

En Pedralba (Valencia), Calvo y Cerdà (1994) estudiaron la capacidad de infiltración y la erosión después de un incendio forestal ocurrido en julio de 1990. El trabajo se efectuó en cinco parcelas, mediante experimentos de campo con simulación de lluvia repetidas un día, cuatro meses y un año después de finalizar el incendio. En los resultados obtenidos la concentración de sedimentos y la tasa de erosión mostraron una tendencia decreciente a lo largo del periodo de análisis. En el sur de la provincia de Valencia (Canals y Genovés) también se comprobó, con lluvia simulada, que las laderas sur son las que generan mayor cantidad de sedimentos tras los incendios, aspecto que relacionaron con el grado de estabilidad de los agregados (Cerdà *et al.*, 1995). A una conclusión similar, las exposiciones sur aportan mayor escorrentía y pérdidas de suelo, llegaron Andreu *et al.* (2001), en un trabajo efectuado en la Sierra Calderona (provincia de Valencia), y Llovet (2005) en las parcelas experimentales localizadas en Sotorróni, perteneciente al término municipal de Alcoy. En este último experimento los suelos desarrollados sobre margas desde el primer momento aportaron una producción de escorrentía y arrastre de sedimentos muy superiores a los suelos formados a partir de dolomías. En los suelos desarrollados a partir de margas la orientación condicionó la respuesta hidrológica; la degradación post-incendio fue mayor en las laderas sur.

En las parcelas de la estación experimental de La Concordia la escorrentía y las tasas de erosión después de la quema controlada estuvieron muy relacionadas con la severidad del fuego. Así, la pérdida de suelo fue más elevada en la parcela en la que la severidad fue mayor. Un seguimiento temporal (agosto 1995-diciembre 1996) después de la quema detectó que hubo un aumento importante de la tasa de erosión durante los cuatro meses posteriores al incendio, precisamente durante el otoño cuando las precipitaciones fueron más intensas y favorecieron una mayor escorrentía superficial y el consiguiente arrastre de suelo (Gimeno García *et al.*, 2000; González Pelayo *et al.*, 2006). Un análisis pos-

terior a una segunda quema controlada realizada en 2003 también detectó, después de estudiar 37 eventos lluviosos que generaron escorrentía entre 2002 y 2004, la susceptibilidad del suelo ante la erosión justo después del incendio si tienen lugar lluvias torrenciales con alta capacidad erosiva (Campo *et al.*, 2006; Gimeno García *et al.*, 2007; González Pelayo *et al.*, 2010). Este comportamiento se mantuvo pasado el tiempo: durante el periodo 2003-2007 las tasas de erosión en las parcelas quemadas de La Concordia seguían dependiendo de la intensidad de las precipitaciones (González Pelayo, 2011). Cerdà (1998b) concluyó que después de un incendio, en agosto de 1990, localizado al oeste del término municipal de Valencia, la escorrentía y erosión fueron insignificantes, consecuencia de una tasa de infiltración elevada gracias a la presencia de cenizas y a la sequedad del suelo. Por el contrario, cuatro meses más tarde el coeficiente de escorrentía aumentó casi hasta el 60%, con el consiguiente incremento de la tasa de erosión. De este modo, más del 90% de la exportación de sedimentos durante 5 años se produjo durante el otoño posterior al incendio.

En la provincia de Alicante se han realizado diferentes experimentos, mediante simulación de lluvia, para estudiar los efectos en la infiltración y el arrastre de sedimentos ocasionados por el fuego. Los resultados son dispares. En las parcelas de Albufera se efectuó una quema experimental en 1989 con fuego de corta duración y baja severidad. La escorrentía y producción de sedimentos después del incendio fueron muy pequeñas en comparación con los valores alcanzados los años previos a la quema (Sánchez Montahud *et al.*, 1994; Sánchez Montahud, 1997). En las parcelas de Benidorm la variabilidad de la erosión después del incendio fue muy alta, sin poder precisar un patrón de comportamiento (Bautista, 1999). En experimentos posteriores realizados también en Benidorm compararon zonas no quemadas de otras recién quemadas, no habiendo cambios significativos en la infiltración, aunque el inicio de la escorrentía fue más rápido en las parcelas quemadas. La

capacidad de infiltración disminuyó de manera considerable en las zonas afectadas por el fuego tras el periodo otoñal, aumentando el arrastre de sedimentos. En general, la pérdida de suelo por escorrentía superficial fue superior en la ladera quemada respecto a la zona no afectada por el fuego, aunque las diferencias no son muy llamativas (Llovet, 2005).

En la Sierra de Onil (Alicante) se efectuó un experimento con lluvia simulada sobre un Typic calcixeroll (Soil Survey Staff, 1990) desarrollado a partir de margas miocenas (García Cano *et al.*, 2000). En tres laderas contiguas se delimitó, en cada una de ellas, una parcela control con la vegetación original no alterada. A continuación, se delimitaron en las mismas laderas dos parcelas con las mismas dimensiones (30 x 30 m) en las que realizaron tres quemas controladas en octubre de 1996. Tanto en las parcelas quemadas como en las no alteradas se seleccionaron microparcelas (2 x 2 m) donde se efectuaron las simulaciones de lluvia en condiciones de precipitación torrencial. La escorrentía, en las parcelas quemadas, se produjo de forma casi inmediata tras comenzar la simulación, con un coeficiente medio del 23%. En las parcelas no quemadas el promedio global del coeficiente de escorrentía fue del 4%. En las parcelas no alteradas por la quema experimental, a pesar de la gran intensidad de la lluvia, la pérdida de suelo es inapreciable, mientras en las parcelas quemadas alcanzó valores muy elevados entre 300 y 8.420 Mg ha<sup>-1</sup>. La severidad del incendio determinó los resultados: la parcela con mayor erosión fue en las que se alcanzó una temperatura más elevada (De Luis *et al.*, 2003). Además, las parcelas con mayor erosión tuvieron una peor recuperación vegetal posterior al incendio (De Luis *et al.*, 2005).

En la Sierra de Xortà (Alicante) se realizó un trabajo, a escala de cuenca, para estudiar los efectos hidrológicos y erosivos de un incendio, muy severo, acaecido en agosto de 1998. La medición de la escorrentía y de los sedimentos se efectuó entre 1999 y 2005 (Mayor *et al.*, 2007). El seguimiento temporal se llevó a cabo en dos cuencas, una que-

mada (2,1 ha) y otra no quemada (22,9 ha) en las que el suelo dominante es un Cambisol Calcárico (FAO, 2001) desarrollado sobre margas. Topográficamente, las dos cuencas son muy abruptas. Después del incendio se registraron 31 eventos con escorrentía en la cuenca quemada y solo 13 en la no quemada. A pesar del distinto tamaño de las cuencas, tanto la escorrentía como la producción de sedimentos fueron significativamente más elevadas en la cuenca quemada durante los tres primeros años, disminuyendo progresivamente a partir de ese momento. Sin embargo, en el quinto año después del incendio las diferencias en cuanto a la escorrentía anual y la producción de sedimentos entre las dos cuencas era de dos órdenes de magnitud. Además, la recuperación de la vegetación fue muy lenta en la cuenca quemada. En el sexto año tras el fuego la cubierta era todavía inferior (78%) en relación con la cuenca no quemada (97%). Las diferencias se achacaron a la severidad del incendio y a la sequía que experimentaron las cuencas durante los dos primeros años. El seguimiento puso también de manifiesto la importancia que tienen las tormentas individuales de gran intensidad para desencadenar episodios extraordinarios de arroyada post-incendio. Así, cuando el suelo todavía estaba desprovisto de vegetación, dos tormentas ocasionaron dos terceras partes de la escorrentía total generada después del incendio y, un único episodio tormentoso, produjo más del 75% de los sedimentos recogidos durante todo el periodo de estudio.

La magnitud de las tasas de erosión es muy variable. Las primeras estimaciones de pérdidas de suelos en la Comunidad Valenciana se realizaron aplicando la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE en su acrónimo en inglés), modelo cuantitativo indirecto de tipo paramétrico. Un buen ejemplo es el trabajo realizado en tres emplazamientos del interior de la provincia de Valencia (Forata, La Peraleja y Los Yegüeros) comparando áreas quemadas con las zonas control, con unas tasas de erosión entre 16 y 84 veces mayores en las zonas incendiadas (Sanroque *et al.*, 1985). La

aplicación más reciente (Giovanardi, 2016) en once cuencas de la Muela de Cortes de Pallás (Valencia) estimó la producción de sedimentos para el periodo 1985-1998. La estimación de las tasas de erosión con la USLE no fue igual en cada cuenca, pero, en la mayor parte de los casos, la sobrestimación fue considerable, ya que la producción de sedimentos después de los incendios se incrementó más de cuatro veces. Por tanto, aplicando la USLE los resultados finales están sobredimensionados, exagerando las tasas reales de erosión. Este hecho, en gran medida, estimuló, desde comienzos de la década de los noventa del siglo pasado, el estudio mediante parcelas experimentales, tanto abiertas como cerradas, o las experimentaciones con lluvia simulada cuyos resultados han matizado los valores tan elevados de pérdida de suelo que se han estimado aplicando la USLE. En estos últimos casos las tasas de erosión son mucho más bajas y no suelen ser superiores a 10 Mg ha<sup>-1</sup> (Bodí, 2012).

Por último, la recuperación de las tasas de escorrentía y erosión previas al incendio también varían dependiendo de la zona de estudio. Así, en una investigación sobre la evolución de la erosión durante 11 años después de un incendio en Serra Grossa (Valencia), Cerdà y Doerr (2005) concluyeron que las tasas, con matices, se recuperaron a los dos años. Sin embargo, la recuperación puede ser mayor y, de este modo, puede durar 6-7 años en la Sierra de Xortà (Mayor *et al.*, 2007) u 8 años en las parcelas de la estación experimental de La Concordia (Gimeno García *et al.*, 2007). Sin lugar a duda, la rapidez con que se recupere la vegetación es uno de los factores más importantes para determinar tanto la intensidad como la duración de los procesos erosivos. La recolonización vegetal puede reducir, en poco tiempo, la escorrentía y la erosión a niveles próximos a los anteriores al incendio. La Figura 5 muestra un ejemplo de regeneración post-incendio en la Sierra de Alcotas (provincia de Valencia). El suelo es un Leptosol Léptico (Crómico) (FAO, 2006) desarrollado sobre calizas jurásicas (Sánchez Díaz *et al.*, 2018).





Figura 5: Higuieruelas (Valencia). Regeneración post-incendio. 2014. Fotografía de Juan Sánchez Díaz.  
*Figure 5: Higuieruelas (Valencia). Post-fire regeneration. 2014. Photograph by Juan Sánchez Díaz.*

#### 4. Conclusiones

Los efectos que provocan los incendios forestales en las propiedades físicas y químicas de los suelos de la Comunidad Valenciana y sus repercusiones hidrológicas y erosivas han sido estudiados, durante las últimas cuatro décadas, por diferentes grupos de trabajo que han contribuido a la mejora del conocimiento científico. Las investigaciones se han efectuado principalmente, desde un punto de vista territorial, en las provincias de Alicante y Valencia; solo dos publicaciones reflejan las consecuencias de los incendios en los suelos forestales de Castellón. Esta distribución territorial de la producción científica está condicionada, en gran medida, por la propia ubicación física de los centros de investigación. En los últimos años han comenzado a estudiarse el impacto del

fuego a corto, medio y largo plazo en las propiedades bioquímicas y microbiológicas del medio edáfico, aunque los resultados no son concluyentes y la información publicada es todavía muy escasa. Los incendios alteran las propiedades químicas (pH, salinidad, balance de nutrientes, capacidad de intercambio catiónico) de los suelos quemados. Estos cambios están provocados, en gran medida, por la combustión de la materia orgánica y por el aporte de cenizas. Las alteraciones son transitorias, recuperando el estado previo al fuego en unas semanas o meses, dependiendo de la mayor o menor severidad del incendio. El fuego afecta al contenido y composición de la materia orgánica. La intensidad en las modificaciones que puede experimentar este componente esencial del suelo dependerá, sobre todo, del tipo de fuego y de la duración y severidad del incendio.

Las consecuencias del fuego en la estructura del medio edáfico y en la hidrofobicidad son las dos principales propiedades físicas estudiadas en la Comunidad Valenciana, tanto en suelos afectados por incendios como en quemaduras en parcelas experimentales o quemaduras controladas en laboratorio. En relación con el comportamiento de los agregados en incendios de alta severidad no hay unanimidad en la literatura científica. En unas ocasiones se ha observado una disminución de la estabilidad de los agregados debido, principalmente, a la desaparición de la materia orgánica del suelo. En otras investigaciones, desarrolladas sobre todo en la provincia de Alicante, la respuesta de los agregados en los suelos quemados es diferente, con un aumento en su estabilidad. En estos casos los factores implicados son diversos: por ejemplo, aumento del contenido en materia orgánica, cambios en la mineralogía de la fracción arcilla o presencia de sustancias hidrofóbicas. En relación con la repelencia al agua en suelos afectados por el fuego no hay grandes discrepancias científicas. Los principales factores que influyen en la mayor o menor presencia de la hidrofobicidad son la severidad del incendio; el tipo de vegetación y la cantidad de restos vegetales quemados; las propiedades específicas de cada tipo de suelo (contenido en materia orgánica, textura y mineralogía de la fracción arcilla) y la naturaleza hidrofílica o hidrofóbica de las cenizas generadas por el incendio.

En general, en las zonas quemadas respecto a las sin quemar se ha medido, con métodos diferentes, un aumento considerable en la producción de escorrentía superficial, al disminuir la interceptación y la capacidad de infiltración del medio edáfico, y también un aumento de la pérdida de suelo, tanto a escala de parcela como de cuenca. La magnitud de las tasas dependerá de la severidad del incendio. En los momentos iniciales posteriores al incendio las tasas son pequeñas gracias al papel protector que ejerce la capa de cenizas que cubre el suelo, aunque esta protección de las cenizas es temporal y de corta duración. El encostramiento o la eliminación de las cenizas aumentarán sustancialmente los coeficientes de escorren-

tía y las tasas de erosión durante los primeros meses después de los incendios, sobre todo cuando éstos se han producido en verano. Las características de las lluvias de otoño pueden favorecer, con un número reducido de eventos tormentosos muy intensos, una mayor escorrentía superficial y la consiguiente pérdida de suelo. El ritmo de recuperación de la vegetación en las zonas quemadas marcará la reducción de las tasas de escorrentía y erosión a niveles previos al incendio

### **Agradecimientos**

Este trabajo fue financiado por la Dirección General de Prevención de Incendios Forestales de la Conselleria de Agricultura, Medio Ambiente, Cambio Climático y Desarrollo Rural (Generalitat Valenciana).

### **Bibliografía**

- Andreu, V., Rubio, J.L., Forteza, J., Cerni, R. (1996). Postfire effects on soil properties and nutrient losses. *International Journal of Wildland Fire*, 6 (2), 53-58. <https://doi.org/10.1071/WF9960053>
- Andreu, V., Gimeno-García, E., Rubio, J.L. (1998). Effect of forest fire intensity in the evolution of some soil chemical properties. En: C.A. Brebbia, J.L. Rubio, J.L. Usó, (Eds.), *Risk Analysis*. Wit Press, Southampton, 17-27.
- Andreu, V., Imeson, A.C., Rubio, J.L. (2001). Temporal changes in soil aggregates and water erosion after a wildfire in a Mediterranean pine forest. *Catena*, 44 (1), 69-84. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(00\)00177-6](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(00)00177-6)
- Andreu, V., Gimeno-García, E., González-Pelayo, O., Campo, J., Rubio, J.L. (2010). Respuesta hidrológica y erosiva de un suelo forestal mediterráneo en recuperación de diferentes impactos. *Pirineos. Revista de Ecología de Montaña*, 165, 29-53. <https://doi.org/10.3989/Pirineos.2010.165002>
- Añó Vidal, C., Sánchez Díaz, J. (2014). Distribución geográfica e institucional de la producción científica sobre erosión hídrica en España (1955-2004). *Cuaternario y Geomorfología*, 28 (1-2), 51-61.
- Arcenegui, V. (2008). Hidrofobicidad en suelos afectados por incendios forestales y desarro-

- llo de una nueva técnica para estimar las temperaturas alcanzadas en suelos quemados. Tesis Doctoral, Universidad Miguel Hernández, Elche, 73 pp.
- Arcenegui, V., Mataix Solera, J., Guerrero, C., Zornoza, R., Mayoral, A. M., Morales, J. (2007). Factors controlling the water repellency induced by fire in calcareous Mediterranean forest soils. *European Journal of Soil Science*, 58 (6), 1254-1259. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00917.x>
- Arcenegui, V., Mataix Solera, J., Guerrero, C., Zornoza, R., Mataix Beneyto, J., García Orenes, F. (2008). Immediate effects of wildfires on water repellency and aggregate stability in Mediterranean calcareous soils. *Catena*, 74 (3), 219-226. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.12.008>
- Arcenegui, V., Mataix Solera, J., Zornoza, R., Pérez Bejarano, A., Mataix Beneyto, J., Gómez, I. (2010). Estimation of the maximum temperature reached in burned soils using near-infrared spectroscopy: Effects of soil sample pre-treatments. *Geoderma*, 158 (1-2), 85-92. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.04.007>
- Bautista, S. (1999). Regeneración post-incendio de un pinar (*Pinus halepensis*, Miller) en ambiente semiárido. Erosión del suelo y medidas de conservación a corto plazo. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, Alicante, 238 pp.
- Bodí, M.B. (2012). Efectos de las cenizas y la repelencia al agua en la hidrología de suelos afectados por incendios forestales en ecosistemas mediterráneos. Tesis Doctoral, Universitat de València, Valencia, 187 pp.
- Bodí, M.B., Mataix Solera, J., Doerr, S.H., Cerdà, A. (2011). The wettability of ash from burned vegetation and its relationship to Mediterranean plant species type, burn severity and total organic carbon content. *Geoderma*, 160 (3-4), 599-607. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.11.009>
- Bodí, M.B., Muñoz Santa, I., Armero, C., Doerr, S.H., Mataix Solera, J., Cerdà, A. (2013). Spatial and temporal variations of water repellency and probability of its occurrence in calcareous Mediterranean rangeland soils affected by fires. *Catena*, 108, 14-25. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.04.002>
- Calvo, A., Cerdà, A. (1994). An example of the changes in the hydrological and erosional response of soil after a forest fire, Pedralba (Valencia), Spain. En: M. Sala, J.L. Rubio, (Eds.), *Soil erosion and degradation as a consequence of forest fires*. Geoforma Ediciones, Logroño, 99-110.
- Campo, J. (2012). Efectos de incendios experimentales repetidos en la agregación del suelo y su evolución temporal. Tesis Doctoral, Universitat de València, Valencia, 649 pp.
- Campo, J., Andreu, V., Gimeno-García, E., González-Pelayo, O., Rubio, J.L. (2006). Occurrence of soil erosion after repeated experimental fires in a Mediterranean environment. *Geomorphology*, 82 (3-4), 376-387. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.05.014>
- Campo, J., Gimeno-García, E., Andreu, V., González-Pelayo, O., Rubio, J.L. (2008). Aggregation of under canopy and bare soils in a Mediterranean environment affected by different fire intensities. *Catena*, 74 (3), 212-218. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.05.002>
- Campo, J., Gimeno-García, E., Andreu, V., González-Pelayo, O., Rubio, J.L. (2014). Cementing agents involved in the macro- and microaggregation of a Mediterranean shrubland soil under laboratory heating. *Catena*, 113, 165-176. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.10.002>
- Campo, J., Cammeraat, E.L.H., Gimeno-García, E., Andreu, V. (2022). Soil and organic carbon redistribution in a recently burned Mediterranean hillslope affected by water erosion processes. *Geoderma*, 406, 115539. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115539>
- Cerdà, A. (1993). Incendios forestales y estabilidad de los agregados. *Cuadernos de Geografía*, 53, 1-16.
- Cerdà, A. (1995). Factores y variaciones espacio-temporales de la infiltración en los ecosistemas mediterráneos. Geoforma Ediciones, Logroño, 151 pp.
- Cerdà, A. (1998a). Changes in overland flow and infiltration after a rangeland fire in a Mediterranean scrubland. *Hydrological Processes*, 12 (7), 1031-1042. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19980615\)12:7<1031::AID-HYP636>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19980615)12:7<1031::AID-HYP636>3.0.CO;2-V)
- Cerdà, A. (1998b). Post-fire dynamics of erosional processes under Mediterranean climatic conditions. *Z. Geomorph. N. F.*, 42 (3), 373-398. <https://doi.org/10.1127/zfg/42/1998/373>
- Cerdà, A., Imeson, A.C., Calvo, A. (1995). Fire and aspect induced differences on the erodibility and hydrology of soils at La Costera, Valencia, southeast Spain. *Catena*, 24 (4), 289-304. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(95\)00031-2](https://doi.org/10.1016/0341-8162(95)00031-2)



- Cerdà, A., Doerr, S.H. (2005): Influence of vegetation recovery on soil hydrology and erodibility following fire: an 11-year investigation. *International Journal of Wildland Fire*, 14 (4), 423-437. <https://doi.org/10.1071/WF05044>
- Cerdà, A., Doerr, S.H. (2008). The effect of ash and needle cover on surface runoff and erosion in the immediate post-fire period. *Catena*, 74 (3), 256-263. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.03.010>
- Cerdà, A., Lucas, M.E., Úbeda, X., Martínez Muriello, J.M., Keesstra, S. (2017). Pinus halepensis M. versus Quercus ilex subsp. Rotundifolia L. runoff and soil erosion at pedon scale under natural rainfall in Eastern Spain three decades after a forest fire. *Forest Ecology and Management*, 400, 447-456. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2017.06.038>
- De Luis, M. (2002). Fuego y lluvias torrenciales: Implicaciones hidrológicas y consecuencias en la regeneración forestal. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante, Alicante, 478 pp.
- De Luis, M., González Hidalgo, J.C., Raventós, J. (2003). Efectos erosivos de una lluvia torrencial en suelos afectados por quemas experimentales de diferente severidad. *Cuaternario y Geomorfología*, 17 (3-4), 57-67.
- De Luis, M., Raventós, J., González Hidalgo, J.C. (2005). Fire and torrential rainfall: effects on seedling establishment in Mediterranean gorse shrublands. *International Journal of Wildland Fire*, 14 (4), 413-422. <https://doi.org/10.1071/WF05037>
- Dlapa, P., Bodí, M., Mataix Solera, J., Cerdà, A., Doerr, S.H. (2013). FT-IR spectroscopy reveals that ash water repellency is highly dependent on ash chemical composition. *Catena*, 108, 35-43. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.02.011>
- Dlapa, P., Bodí, M., Mataix Solera, J., Cerdà, A., Doerr, S.H. (2015). Organic matter and wettability characteristics of wildfire ash from Mediterranean conifer forests. *Catena*, 135, 369-376. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.06.018>
- FAO (1998). World reference base for soil resources. World Soil Resources Report 84. FAO, Roma, 146 pp.
- FAO (2001). Lecture notes of major soils of the world. World Soil Resources Reports 94. FAO, Roma, 334 pp.
- FAO (2006). World reference base for soil resources. World Soil Resources Report 103. FAO, Roma, 128 pp.
- FAO-UNESCO (1974). Soil map of the world. FAO-UNESCO, París, 59 pp.
- FAO-UNESCO (1988). Soil map of the world. Revised legend. World Soil Resources Reports 60. FAO, Roma.
- Fernández García, V., Miesel, J., Baeza, M.J., Marcos, E., Calvo, L. (2019). Wildfire effects on soil properties in fire-prone pine ecosystems: Indicators of burn severity legacy over the medium term after fire. *Applied Soil Ecology*, 135, 147-156. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2018.12.002>
- García Cano, M.F., Cortina, J., De Luis, M., Raventós, J., Sánchez Montahud, J.R., González Hidalgo, J.C. (2000). Degradación del suelo asociado a la erosión en un aulajar quemado afectado por lluvia torrencial. *Cuadernos de la Sociedad Española de Ciencias Forestales*, 9, 145-154.
- García Carmona, M., Arcenegui, V., García Orenes, F., Mataix Solera, J. (2020). The role of mosses in soil stability, fertility and microbiology six years after a post-fire salvage logging management. *Journal of Environmental Management*, 262, 110287. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110287>
- García Orenes, F., Arcenegui, V., Chrenková, K., Mataix Solera, J., Moltó, J., Jara Navarro, A.B., Torres, M.P. (2017). Effects of salvage logging on soil properties and vegetation recovery in a fire-affected Mediterranean forest: A two year monitoring research. *Science of the Total Environment*, 586, 1057-1065. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.02.090>
- García Ruiz, J.M., López Bermúdez, F. (2009). La erosión del suelo en España. Sociedad Española de Geomorfología, Zaragoza, 441 pp.
- Gimeno-García, E. (1999). Efectos de la intensidad del fuego sobre las propiedades químicas del suelo y sus consecuencias en los procesos de erosión hídrica. Incendios experimentales en zonas forestales mediterráneas. Tesis Doctoral, Universitat de València, Valencia, 476 pp.
- Gimeno-García, E., Andreu, V., Rubio, J. L. (2000). Changes in organic matter, nitrogen, phosphorous and cations in soil as a result of fire and water erosion in a Mediterranean landscape. *European Journal of Soil Science*, 51 (2), 201-210. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2000.00310.x>
- Gimeno-García, E., Andreu, V., Rubio, J. L. (2002). Changes in soil nitrogen as a result of fire and water erosion in a semiarid Mediterranean environment. En: Third International Congress of the European Society for Soil Conser-

- vation. Man and Soil at the Third Millennium. Geofoma Ediciones, Logroño, 1557-1572.
- Gimeno-García, E., Andreu, V., Rubio, J. L. (2007). Influence of vegetation recovery on water erosion at short and medium-term after experimental fires in a Mediterranean shrubland. *Catena*, 69 (2), 150-160. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.05.003>
- Gimeno-García, E., Pascual Aguilar J.A., Llovet, J. (2011). Water repellency and moisture content spatial variations under *Rosmarinus officinalis* and *Quercus coccifera* in a Mediterranean burned soil. *Catena*, 85 (1), 48-57. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.12.001>
- Giovanardi, F.S. (2016). Evaluación del efecto de los incendios en los procesos erosivos mediante sensores remotos y Sistemas de Información Geográfica. Tesis Doctoral, Universidad de León, León, 160 pp.
- González-Pelayo, O. (2011). Dinámica de la humedad del suelo. Propiedades físicas y escorrentía en laderas mediterráneas afectadas por incendios forestales. Tesis Doctoral, Universitat de València, Valencia, 268 pp.
- González-Pelayo, O., Andreu, V., Campo, J., Gimeno-García, E., Rubio, J.L. (2006). Hydrological properties of a Mediterranean soil burned whit different fire intensities. *Catena*, 68 (2-3), 186-193. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.04.006>
- González-Pelayo, O., Andreu, V., Gimeno-García, E., Campo, J., Rubio, J.L. (2010). Rainfall influence on plot-scale runoff and soil loss from repeated burning in a Mediterranean-shrub ecosystem, Valencia, Spain. *Geomorphology*, 118 (3-4), 444-452. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.014>
- González Pérez, J.A., González Vila, F.J., Almen-dros, G., Knicker, H. (2004). The effect of fire on soil organic matter - a review. *Environment International*, 30 (6), 855-870. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2004.02.003>
- Guerrero, C., Mataix Solera J., Navarro Pedreño, J., García Orenes, F., Gómez, I. (2001). Different patterns of aggregate stability in burned and restored soils. *Arid Land Research and Management*, 15 (2), 163-171. <https://doi.org/10.1080/15324980151062823>
- Jiménez Pinilla, P. (2016). Avances en el estudio de suelos mediterráneos afectados por incendios forestales. Tesis Doctoral, Universidad Miguel Hernández, Elche, 220 pp.
- Jiménez Pinilla, P., Doerr, S.H., Ahn, S., Mataix Solera J., Jordán, A., Zavala, L.M., Arcenegui, V. (2016a). Effects of relative humidity on the water repellency of fire-affected soils. *Catena*, 138, 68-76. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.11.012>
- Jiménez Pinilla, P., Lozano, E., Mataix Solera J., Arcenegui, V., Jordán, A., Zavala, L.M. (2016b). Temporal changes in soil water repellency after a forest fire in a Mediterranean calcareous soil: Influence of ash and different vegetation type. *Science of the Total Environment*, 572, 1252-1260. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.09.121>
- León, J., Bodí, M. B., Cerdà, A., Badía, D. (2013). The contrasted response of ash to wetting. The effects of ash type, thickness and rainfall events. *Geoderma*, 209-210, 143-152. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.06.018>
- Llovet, J. (2005). Degradación del suelo posterior al fuego en condiciones mediterráneas. Identificación de factores de riesgo. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante, Alicante, 217 pp.
- Llovet, J., Ruiz Valera, M., Josa, R. y Vallejo, V.R. (2009). Soil responses to fire in Mediterranean forest landscapes in relation to the previous stage of land abandonment. *International Journal of Wildland Fire*, 18 (2), 222-232. <https://doi.org/10.1071/WF07089>
- Lozano, E. (2015). Sensibilidad de la glomalina a los efectos provocados por el fuego en el suelo y su relación con la repelencia al agua en suelos forestales mediterráneos. Tesis Doctoral. Universidad Miguel Hernández, Elche, 174 pp.
- Lozano, E., Chrenková, K., Arcenegui, V., Jiménez Pinilla, P., Mataix Solera J., Mataix Beneyto, J. (2016a). Glomalin-related soil protein response to heating temperature: a laboratory approach. *Land Degradation & Development*, 27 (5), 1432-1439. <https://doi.org/10.1002/ldr2415>
- Lozano, E., Jiménez Pinilla, P., Mataix Solera J., Arcenegui, V., Mataix Beneyto, J. (2016b). Sensitivity of glomalin-related soil protein to wildfires: Immediate and medium-term changes. *Science of the Total Environment*, 572, 1238-1243. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.08.071>
- Mangas, V.J., Sánchez Montahud, J.R., Ortiz, C (1992). Effects of a fire on runoff and erosion on Mediterranean forest soils in SE-Spain. *Pirineos*, 140, 37-51. <https://doi.org/10.3989/pirineos.1992.v140.171>
- Mataix Solera, J. (1999). Alteraciones físicas, químicas y biológicas en suelos afectados por incendios forestales. Contribución a su conservación y regeneración. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante, Alicante, 330 pp.



- Mataix Solera, J., Gómez, I., Navarro Pedreño, J., Guerrero, C., Moral, R. (2002). Soil organic matter and aggregates affected by wildfire in a *Pinus halepensis* forest in a Mediterranean environment. *International Journal of Wildland Fire*, 11 (2), 107-114. <https://doi.org/10.1071/WF02020>
- Mataix Solera, J., Doerr, S. H. (2004). Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forests in southeastern Spain. *Geoderma*, 118 (1-2), 77-88. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(03\)00185-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00185-X)
- Mataix Solera, J., Arcenegui, V., Guerrero, C., Mayoral, A.M., Morales, J., González, J., García Orenes, F., Gómez, I. (2007). Water repellency under different plant species in a calcareous forest soil in a semiarid Mediterranean environment. *Hydrological Processes*, 21 (17), 2300-2309. <https://doi.org/10.1002/hyp.6750>
- Mataix Solera, J., Arcenegui, V., Guerrero, C., Jordan, M. M., Dlapa, P., Tessler, N., Wittenberg, L. (2008). Can terra rossa become water repellent by burning? A laboratory approach. *Geoderma*, 147 (3-4), 178-184. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.08.013>
- Mataix Solera, J., Cerdà, A., Arcenegui, V., Jordán, A., Zavala, L.M. (2011). Fire effects on soil aggregation: A review. *Earth-Science Reviews*, 109 (1-2), 44-60. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.08.002>
- Mataix Solera, J., Arcenegui, V., Tessler, N., Zornoza, R., Wittenberg, L., Martínez, C., Jordán, M.M. (2013). Soil properties as key factors controlling water repellency in fire-affected areas: Evidences from burned sites in Spain and Israel. *Catena*, 108, 6-13. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.12.006>
- Mataix Solera, J., Arcenegui, V., Zavala, L.M., Pérez, A., Jordán, A., Morugán, A., Gil Torres, J. (2014). Small variations in soil properties control fire-induced water repellency. *Spanish Journal of Soil Science*, 4 (1), 51-60. <https://doi.org/10.3232/SJSS.2014.V4.N1.03>
- Mayor, A. G., Bautista, S., Llovet, J., Bellot, J. (2007). Post-fire hydrological and erosional responses of a Mediterranean landscape: Seven years of catchment-scale dynamics. *Catena*, 71 (1), 68-75. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2006.10.006>
- Mayor, A.G., Valdecantos, A., Vallejo, V.R., Keizer, J.J., Bloem, J., Baeza, J., González Pelayo, O., Machado, A.I., de Ruiter, P.C. (2016). Fire-induced pine woodland to shrubland transitions in Southern Europe may promote shifts in soil fertility. *Science of the Total Environment*, 573, 1232-1241. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.03.243>
- Molina, M.J., García Fayos, P., Sanroque, P. (1994). Short-term changes on aggregate stability and organic matter content after forest fires in a calcareous soil in Valencia (Spain). En: M. Sala, J.L. Rubio, (Eds.), *Soil erosion and degradation as a consequence of forest fires*. Geoforma Ediciones, Logroño, 43-52.
- Pereg, L., Mataix Solera, J., McMillan, M., García Orenes, F. (2018). The impact of post-fire salvage logging on microbial nitrogen cyclers in Mediterranean forest soil. *Science of the Total Environment*, 619-620, 1079-1087. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.147>
- Rubio, J.L., Forteza, J., Andreu, V., Cerni, R. (1997). Soil profile characteristics influencing runoff and soil erosion after forest fire: A case study (Valencia, Spain). *Soil Technology*, 11 (1), 67-78. [https://doi.org/10.1016/S0933-3630\(96\)00116-X](https://doi.org/10.1016/S0933-3630(96)00116-X)
- Rubio, J.L., Andreu, V., Gimeno García, E. (2003). Caso práctico: Diseño y funcionamiento de una estación experimental para el estudio del efecto de los incendios forestales sobre el suelo, los procesos erosivos y la vegetación. En: *La ingeniería en los procesos de desertificación*. Grupo TRAGSA, Madrid, 249-274.
- Sánchez Díaz, J., Carbó Valverde, E., Añó Vidal, C. (2018). Los suelos forestales de la Comunitat Valenciana. Catálogo de perfiles representativos. Conselleria de Agricultura, Medio Ambiente, Cambio Climático y Desarrollo Rural. Generalitat Valenciana, Valencia, 309 pp.
- Sánchez Montahud, J.R. (1997). Estimación de las pérdidas erosivas inducidas por las técnicas de preparación del suelo previa a la reforestación en el sur de la Comunidad Valenciana. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante, Alicante, 218 pp.
- Sánchez Montahud, J.R., Mangas, V.J., Ortiz, C., Bellot, J. (1994). Forest fire effect on soil chemical properties and runoff. En: M. Sala, J.L. Rubio, (Eds.), *Soil erosion and degradation as a consequence of forest fires*. Geoforma Ediciones, Logroño, 53-65.
- Sanroque, P., Rubio, J.L. (1982). El suelo y los incendios forestales. Diputación de Valencia, Valencia, 63 pp.
- Sanroque, P., Rubio, J.L., Mansanet, J. (1985). Efectos de los incendios forestales en las propiedades del suelo, en la composición florística y en la erosión hídrica de zonas forestales de

- Valencia (España). *Revue d'Ecologie et de Biologie du Sol*, 22 (2), 131-147.
- Soil Survey Staff (1990). *Keys to Soil Taxonomy*, 4th ed. USDA. Soil Management Support Services. Blacksburg, Virginia, 423 pp.
- Soil Survey Staff (1998). *Keys to Soil Taxonomy*, 8th ed. USDA. Natural Resources Conservation Service. Washington DC, 326 pp.
- Soil Survey Staff (2006). *Keys to Soil Taxonomy*, 10th ed. USDA. Natural Resources Conservation Service. Washington DC, 332 pp.
- Soil Survey Staff (2014). *Keys to Soil Taxonomy*, 12th ed. USDA. Natural Resources Conservation Service. Washington DC, 360 pp.
- Vallejo, V.R., Alloza, J.A. (2015). Postfire ecosystem restoration. En: D. Paton, (Ed.), *Wildfire Hazards, Risks, and Disasters*. Elsevier Inc., 229-246. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-410434-1.00012-9>

*Recibido el 1 de diciembre de 2021*

*Aceptado el 16 de febrero de 2022*





### Los terremotos del sur de la provincia de Valencia según las fuentes del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna (E de España, Provincia de Valencia)

*The earthquakes in the south Valencia province according to the sources of the Royal Monastery of Nuestra Señora de la Valldigna (Eastern Spain, Valencia Province)*

Tent-Manclús, J. E. <sup>(1)</sup>

(1) Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente e Instituto Multidisciplinar para el Estudio del Medio "Ramón Margalef". Unidad de Registro Sísmico. Universidad de Alicante. Campus de San Vicente del Raspeig, 03080 Alicante, España. [je.tent@ua.es](mailto:je.tent@ua.es)

#### Resumen

El terremoto de "Tabernes de 1396", en el valle de la Valldigna, se ha considerado como uno de los mayores terremotos que se tiene registro en la Península Ibérica. La información utilizada para tales afirmaciones siempre ha partido de fuentes secundarias de la zona porque las originales se creían perdidas. En este trabajo, a partir de una copia recientemente editada, del libro de la historia del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna, la "Historia Cronológica" del Padre Estevan Gil, se fija la fecha del 16 de diciembre en vez del 18 de diciembre para el terremoto principal y se reinterpretan los daños del terremoto, a partir de la fuente original. Además, se apunta la importancia del terremoto del 7 de noviembre de 1330 que supone la primera destrucción del cenobio. El libro original aporta información de la última destrucción de iglesia, en el terremoto de 1644, sus daños y la reconstrucción. Juntamente con otro libro, también recientemente editado de Tomás Gómez, sobre la visita castellana de 1666 nos permite descubrir como era el monasterio y entender los daños y las reconstrucciones. Por último, se mencionan otros dos terremotos en los años 1724 y 1748 que también aparecen reflejados en el libro del Padre Gil.

**Palabras clave:** Terremoto de Simat 1330; Terremoto de Tabernes 1396; Terremoto 1644; Santa María de la Valldigna; Reino de Valencia.

#### Abstract

The "1396 Tabernes" earthquake occurred in the Valldigna valley and it has been considered one of the largest Iberian Peninsula recorded earthquakes. The information used for such claims has always been from secondary sources in the area because the originals were believed to be lost. In this work, the recently edi-



ted copy of the book about the Royal Monastery Nuestra Señora de la Valldigna history, the “Chronological History” of Father Estevan Gil, has permitted to correct the date of December 16<sup>th</sup> instead of December 18<sup>th</sup> for the main earthquake. The earthquake damage is reinterpreted from the original source. In addition, the importance of the November 7<sup>th</sup> 1330 earthquake which represents the first destruction of the monastery, is pointed out. The original book provides information on the last destruction of the church in the 1644 earthquake, its damage and reconstruction. Together with another book, also recently published by Tomás Gómez, on the castilian visit of 1666, it allows us to discover what the monastery was like and understand the damage and reconstruction. Finally, two other earthquakes are mentioned in the years 1724 and 1748 that are also reflected in Father Gil’s book.

**Key words:** 1330 Simat Earthquake; 1397 Tabernes Earthquake; 1644 Earthquake; Santa María de la Valldigna; Kingdom of Valencia.

## 1. Introducción

Los estudios sobre peligrosidad sísmica se basan en las recopilaciones de datos históricos realizados por los historiadores. En los catálogos de terremotos (Fontseré e Iglesias, 1971; Bisbal Cervelló, 1984; Martínez Solares y Mezcúa Rodríguez, 2002; Silva y Rodríguez Pascua, 2014; Silva *et al.*, 2019) destacan los terremotos nombrados como “Tabernes de 1396” y “Muro de Alcoy de 1644” basados en las recopilaciones históricas de López Marinas (1982) y Villalmanzo (1985). Numerosos trabajos de paleosismicidad, más recientes, han utilizado las fuentes históricas de dichas recopilaciones (Giner-Robles *et al.*, 2015 y 2018). El notable trabajo de López Marinas (1982) sobre el terremoto de Tabernes de 1396 recopiló los registros que habían quedado tras la importante destrucción de archivos durante la Guerra Civil. Una de las fuentes principales de dicho autor es el trabajo de Gascón Pelegrí (1981), que ampliamente utiliza los trabajos del historiador aficionado, era trabajador de correos, José Toledo Girau, que se basan en un libro que se pensaba perdido, por haber ardidido durante la quema de la biblioteca del Monasterio del Zaidía en Valencia. Se trata de la “Historia Cronológica de los abades de el real monasterio de N. Señora de Valldigna” del año 1752 por Estevan Gil (Mainar Cabanes, 2004). Sin embargo, José Toledo Girau realizó una copia manuscrita para uso personal, que heredó su hijo José Toledo Mansanet, en 1976. La existencia de

dicha copia se conocía porque fue utilizada por Eufemià Fort para la escritura de algunos trabajos (Fort i Cogul, 1997) y por Vicente Gascón Pelegrí para su “Historia de Tabernes de Valldigna” (Gascon Pelegrí, 1981), e incluso Toledo Girau (1944a) en su trabajo sobre el archivo-biblioteca reconoce “De dicha obra tenemos una copia auténtica, hecha en 1932”. Bisbal Cervelló (1984) menciona que había contactado con José Toledo Mansanet para ver el libro pero que nunca llegó a revisarlo.

En el año 2004, la “Historia Cronológica” fue editada con la financiación de la Fundación Jaume II El Just y bajo la supervisión de Fernando Andrés Robres (Mainar Cabanes, 2004). El impulso de la recuperación histórica del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna, además ha permitido la aparición de numerosos trabajos a partir de los archivos históricos, como el Archivo del Reino de Valencia (ARV) o la Archivo Histórico Nacional (AHN), donde se conserva lo que queda del Archivo del Monasterio de Valldigna, como por ejemplo Garcia-Oliver (1998 y 2003), Ciscar Pallarés (1997 y 1998), Serrano Donet (1996) Grau Escrihuela (2009), entre otros. Por último, debo mencionar la recuperación del libro incompleto de Fray Tomás Gómez de 1667 (Gómez, 2008) sobre la Visita eclesiástica al monasterio entre los años 1665 a 1667 que ha permitido tener una imagen de como funcionaba la institución (Andrés Robres *et al.*, 2008 y 2020).



En este trabajo, partiendo del trabajo de López Marinas (1982) se actualiza, con la recuperación de las fuentes históricas anteriormente comentadas. Se añaden las notas de los terremotos registrados en dichas fuentes históricas. Además, a la luz de los nuevos datos se reinterpretan los posibles daños causados en el cenobio por los terremotos.

## 2. Santa María de la Valldigna

El Real Monasterio de Santa María de la Valldigna, Monasterio de Valldigna, o Nuestra Señora de la Valldigna, de la Orden de Cister, el más prestigioso y rico del Reino de Valencia (Andrés Robles *et al.*, 2008), en Simat de la Valldigna (Valencia), es propiedad de la Generalitat Valenciana (Fig. 1). Fue fundado por el Rey Jaume II el Just en el año 1298, estando habitado hasta el año 1835, fecha en la cual se produjo su desamortización. En 1991 fue adquirido por la Generalitat Valenciana y a partir de esta fecha empezó su restauración.

Los abades del monasterio ejercieron desde su fundación, en 1298, hasta su exclaustración, en 1835, de señores feudales no sólo del valle de la Valldigna sino de amplios dominios que incluían Burriana, Espioca, Rascanya, Benivaire, Fortaleny, Almusafes y Rugat (Toledo Girau, 1957).

Durante su periodo de funcionamiento se recopiló un importante archivo porque “*sense armes no pehehen los soldats, ni los litigants sense scriptures*” (sin armas no pelean los soldados, ni los litigantes sin escrituras) y que “*sense argiu no tenim ascienda ni cosa segura aquí...*” [(sin archivo no tenemos hacienda ni cosa segura aquí...) carta de Fray Pablo Pérez Arnal al convento de 12 de mayo de 1609 en Císcar Pallarés, 1997, pág. 170), que en gran parte se perdió tras la desamortización y la Guerra Civil. Sin embargo, en tiempos recientes se han recuperado distintos trabajos, que se creían perdidos y que aportan luz sobre la historia del Monasterio. En este trabajo me centraré en la información relativa a los terremotos y a la destrucción de las diferentes iglesias monacales.

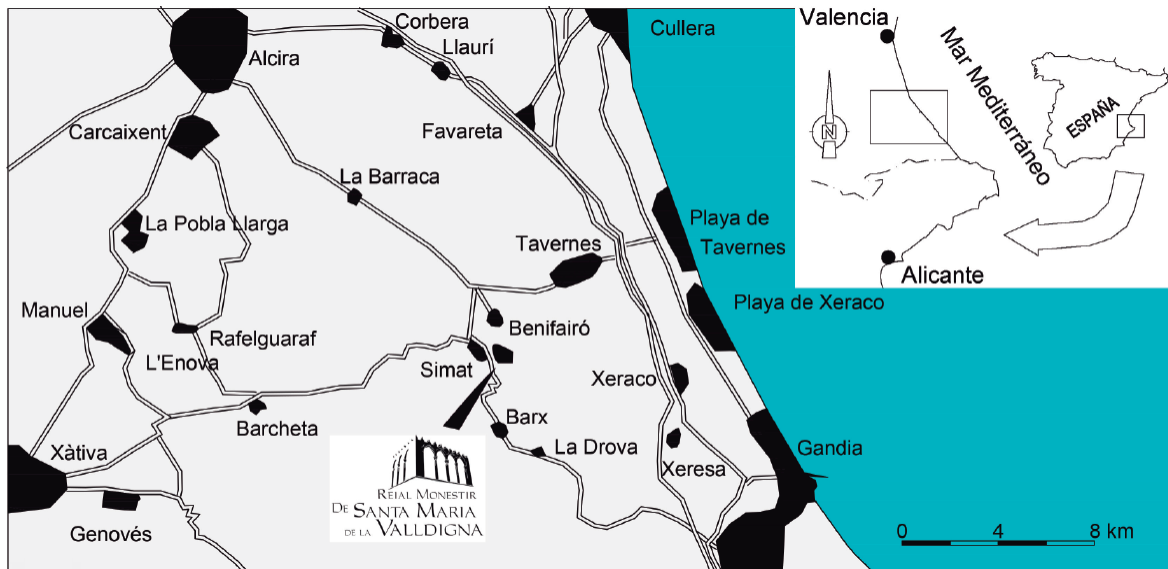


Figura 1: Situación del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna ó Real Monasterio de Santa María de la Valldigna (Valencia).

Figure 1: Royal Monastery of Nuestra Señora de la Valldigna o Royal Monastery of Santa Maria de la Valldigna location (Valencia).

## 2.1. Fundación del monasterio

Se funda el monasterio el 15 de marzo de 1298. Existe una confusión en las fuentes porque el acta fundacional del monasterio (Toledo Girau, 1992; García y Trenchs, 1982), está fechada el idus de marzo de 1297 (15 de marzo) del año de la Anunciación. Durante los años de 1162 hasta 1350 la documentación de la Corona de Aragón se fechaba según los años de la Anunciación (también conocidos como Encarnación) del Señor conforme al sistema florentino, esto es, el inicio del año era el 25 de marzo. Por tanto, las fechas comprendidas desde el 1 de enero al 24 de marzo hay que sumarle un año para que se correspondan a los años de la Circuncisión o de Gracia (comienzo el 1 de enero) que se utilizan en la actualidad (Echevarría Arsuaga y Rodríguez García, 2013).

## 2.2. Breve historia

Tras su fundación el monasterio era gobernado por abades perpetuos, que se mantenían en su cargo hasta su muerte o renuncia. Durante este periodo los reyes de Aragón hicieron importantes donaciones, las rentas obtenidas de los territorios eran abundantes y los abades tenían gran consideración en el Reino de Valencia. Esto les permitió fundar el Monasterio de la orden del cister de San Bernardo de la Huerta, que el Virrey Duque de Calabria, por última voluntad de su mujer Na Germana de Foix, transformó en monasterio de padres Jerónimos, con el nombre de San Miguel de los Reyes, en 1536. Dos terremotos en los años 1330 y 1396 marcaron este periodo. Hubo 13 abades perpetuos hasta el año 1460, cuando murió el último, Pedro Baldó. El rey Juan II de Aragón se reservó el nombra-

Tabla 1: Abades Perpetuos del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna.

*Table 1: Royal Monastery of Nuestra Señora de la Valldigna Perpetual abbots.*

Abad	Inicio	Final	Obras	Iglesias
Fray Bononat	1298	1299	Fundación convento.	Iglesia 1
Fray Raymundo	1299	1305	Perfeccionó la iglesia.	
Fr. Juan Font	1310	1332	Labró el dormitorio y Claustro viejo.	Terremoto 7 noviembre de 1330
Fr. Raymundo Calbo	1333	1343	Dormitorio de frailes legos.	Iglesia 2
Fr. Bernardo Boix	1343	1357		
Fr Arnaldo Sarañó	1357	1387	Cámaras abaciales, archivo antiguo, armería, Portal nou, Renovó la iglesia.	
Fr. Juan Escrivá	1388	1393	Claustro nuevo (de silencio.)	
Fr. Luis Rull	1394	1415	Prosiguió el Claustro de silencio con las piedras de la iglesia. Comenzó otra iglesia.	Terremotos de diciembre 1396
Fr Pedro San Juan	1415	1424	Prosiguió la iglesia que la llevó hasta el remate.	Iglesia 3
Fr. Raymundo Zanon	1425	1429		
Fr. Berenguer Vich	1429	1442		
Fr. Lope Palazí	1442	1448	Hizo la hospedería, el sobreclaustro sobre el claustro viejo.	
Fr. Pedro Baldó	1448	1460		

miento del nuevo abad que fue Juan de Aragón (Tabla 1). En el siguiente periodo hasta el año 1529 hubo 11 abades comendatarios, caracterizados porque vivían fuera del monasterio y cobraban de sus rentas (Tabla 2). En este periodo pese a ser un monasterio muy rico, los abades gastaban gran parte de las rentas. El siguiente periodo, los abades trienales, comenzó cuando los monjes llegaron a un acuerdo con el rey Fernando II, el católico, para poder elegir a su abad, cada 3 años, a cambio de pagar una importante suma de dinero a la casa de los Duques de Gandía. Los abades trienales fueron 29 (Tabla 3), algunos repitiendo abadiazgo, hasta el año 1617. Caracterizándose este periodo por las estrecheces económicas de la abadía para pagar la protección del Ducado de Gandía, que poco a poco, la inflación económica, ayudó a mitigar (Ciscar Pallarés, 1997, 1998). Al final de este periodo se aprecia una gran mejoría económica, el convento vuelve a tener grandes rentas, pero entonces tiene lugar, en 1609, la expulsión de los Moriscos, que eran los vasallos más numerosos del valle, lo que se tradujo en campos abandonados y cosechas no recogidas, con la consiguiente merma económica. La refundación de la congregación aragonesa de la orden del Cister, en 1617, cambió la forma de elección de los abades, esta vez cada

cuatro años (Tabla 4), y el pago por protección era simbólico, por no actualizarse. El gobierno de los abades cuatrienales se mantuvo hasta la exclaustración con la desamortización de Mendizábal en el año 1835. A comienzos de este periodo en el año 1644 un terremoto hundió la iglesia monacal y hasta el año 1697 se utilizó el refectorio como iglesia. La iglesia que se conserva en la actualidad es la reedificada en esta época. En este último periodo la comunidad luchará por mantener sus privilegios. La guerra de Independencia marca el inicio de la decadencia que terminará con el abandono y la expoliación de los edificios (Gascón Pelegrí, 1981, Serrano Donet, 1996; Mainar Cabanes, 2004).

### 3. Las fuentes escritas originales, perdidas y no perdidas

La documentación histórica del Monasterio ha sufrido fuertes avatares y muestra una historia bastante compleja, Andrés Robres (2004), la explica y se puede complementar con Andrés Robres *et al.*, 2008 y 2020).

Brevemente, las dos fuentes principales están perdidas. Por una parte: “Catálogo de los Abades de Valldigna” del Padre Gerónimo

Tabla 2: Abades Comendatarios del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna.

Table 2: Royal Monastery of Nuestra Señora de la Valldigna Commendatory abbots.

Abad	Inicio	Final	Obras	Iglesias
D. Juan de Aragón	1460	1475	Hizo Refectorio grande.	Iglesia 3
D. Rodrigo de Borja	1479	1491	Comenzó la sala capitular.	
D. César de Borja	1491	1498	Dejo casi concluida la obra de la sala capitular.	
Fr. Pedro Baldó (2 abad)	1498	1500	Terminó la sala capitular y el locutorio nuevo.	
D. Juan Catalá	1500	1502		
D. Luis de Borja	1502	1504		
D. Juan de Vera	1504	1505		
D. Luis de Borja (2 vez)	1505	1511		
Fr. Bernardo Despuig	1511	1512		
D. Alfonso de Aragón	1512	1518	Hizo la muralla exterior.	
D. Alonso de Borja	1518	1529		

Tabla 3: Abades Trienales del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna.

*Table 3: Royal Monastery of Nuestra Señora de la Valldigna Triennial abbots.*

Abad	Inicio	Final	Obras e hitos importantes	Iglesias
D. Gaspar Bellver	1529	1536	Hizo el foso que rodea al monasterio, enfermería, subió las torres.	Iglesia 3
Fr. Jayme Riera	1536	1538		
Fr. Cosme Amer	1538	1541		
Fr Pedro López	1541	1544	Cuadro de la última cena en el Refectorio viejo	
Fr. Juan Bonanza	1544	1547		
Fr Juan Fenollet	1547	1550		
Fr. Joseph Garrigues	1550	1553		
Fr Juan Fano	1553	1556		
Fr. Jayme Bellvis	1556	1560		
Fr. Joseph Garrigues (2 vez)	1560	1563		
Fr. Juan Gutierrez	1563	1566		
Fr. Juan Fano (2 vez)	1566	1569		
Fr. Jayme Bellvis (2 vez)	1569	1572		
Fr. Gerónimo Valls.	1572	1575		
Fr. Jayme Bellvis (3 vez)	1575	1578		
Fr. Juan Fano (3 vez)	1578	1579		
Fr. Joseph Garrigues (3 vez)	1579	1582		
Fr. Pedro Castell	1582	1585	Renunció a 10 días del cambio de calendario	
Fr. Francisco Gil	1585	1588	Felipe II se hospeda en el monasterio.	
Fr. Joseph Garrigues (4 vez)	1588	1591		
Fr. Francisco Gil (2 vez)	1591	1594	Fríos estropearon las cosechas. Oratorio o capilla de las cámaras abaciales. Algún preparativo para obrar la iglesia.	
Fr. Bartolomé Serrano	1595	1598		
Fr. Juan Costeja	1598	1601		
Fr. Bartolomé Serrano	1601	1604	Librería ya comenzada	
Fr. Rafael Lluqui	1604	1607	Concluyó la librería. Y no emprendió la iglesia. Hizo habitación criados	
Fr. Juan Costeja	1607	1608		
Fr. Juan Seva	1608	1611	Expulsión Moriscos 1609	
Fr. Francisco Calderó	1611	1614	Monasterio reducido a extrema calamidad. Hizo la campana y las puertas de la librería.	
Fr. Gerónimo Talens	1614	1617	Último abad trienal	



Tabla 4: Abades Cuatrienales del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna.

Table 4: Royal Monastery of Nuestra Señora de la Valldigna Cuadrennial abbots.

Abad	Inicio	Final	Obras e hitos importantes	Iglesias
Fr. Gernónimo Salvá	1617	1620		
Fr. Jayme Torres	1620	1624		
Fr. Nicolás Talavera	1624	1628		
Fr. Jayme Torres (2 vez)	1628	1631	Enterrado en la sala capitular.	
Fr. Nicolás Talavera (2 vez)	1631	1632		Iglesia 3
Fr. Francisco García	1632	1636		
Fr. Nicolás Talavera (3 vez)	1636	1640		
Fr. Francisco Talavera	1640	1644	Se hundió la iglesia, la torre de las campanas, el archivo. El refectorio sirvió de iglesia hasta el abad Castillo.	Terremoto 26 de junio de 1644
Fr. Rafael Trobado	1644	1649	Empezó la nueva iglesia.	
Fr. Francisco Cruañes	1649	1652	Concluyó la torre de las campanas.	
Fr. Rafael Trobado (2 vez)	1652	1656	Los arcos de las capillas	
Fr. Pedro Tudó	1656	1660	Labró las portadas de piedra que sale al claustro.	
Fr. Rafael Trobado (3 vez)	1660	1665	Prosiguió la fábrica de la iglesia	
Fr. Jayme la Tonda	1665	1668	Visita castellana.	
Fr. Francisco Monreal	1668	1672	El archivero es el padre Espí	
Fr. Francisco Garí	1672	1676		Refectorio grande
Fr. Raymundo Sanz de la Llosa	1676	1680		
Fr. Vicente Lloret	1680	1684		
Fr. Gerónimo Espí	1684	1688	Prosiguió la obra de la Iglesia.	
Fr. Plácido Saurina	1688	1692	Hizo el baldaquino.	
Fr. Vicente Lloret (2 vez)	1692	1697	Hizo el camaril de la Virgen. Cambió el tejado.	
Fr. Josep Castillo	1697	1700	La sacristía, las dos capillas de la puerta principal, la escalera del camaril y el remate del campanario.	
Fr. Pedro Juan Ferrer	1700	1704	Retablos de la iglesia.	
Fr. Bautista Fábregues	1704	1708	Batalla de Almansa.	
Fr. Carlos Utrevo	1708	1713	Aguamaniles de la sacristía y refectorio.	
Fr. Gerardo Castillo	1713	1716		
Fr. Pedro Juan Ferrer (2 vez)	1716	1720	Hizo dos campanas.	
Fr. Felix Garix	1720	1724	El frostispicio de la entrada al monasterio. Comenzó la obra de la Plaza del monasterio. El 13 de septiembre de 1723 hubo un espantoso terremoto.	Iglesia 4
Fr. Agustín Casanoves	1724	1728	Concluyó algunas celdas.	
Fr. Bruno Salcedo	1728	1732	Hizo la campana grande.	
Fr. Felix Garix (2 vez)	1732	1736	Hermoseo la plaza.	

Tabla 4: Abades Cuatrienales del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna (continuación).  
 Table 4: Royal Monastery of Nuestra Señora de la Valldigna Cuadrenial abbots (continuation).

Abad	Inicio	Final	Obras e hitos importantes	Iglesias
Fr. Bruno Salcedo (2 vez)	1736	1740		Iglesia 4
Fr. Luis Sanchis	1740	1745	El biombo de la puerta de la iglesia.	
Fr. Joseph Miñana	1745	1748	Oratorio de la sacristía. Trajo de la villa de Escatrón las claraboyas. Terremoto del 23 de febrero (?) de 1748.	
Fr. Luis Sanchis (2 vez)	1748	1752	Se hace la obra nueva.	
Fr. Carlo Fita	1752	1756		
Fr. Patricio Palau	1756	1757		
Fr. Manuel Rovira Salafranca	1760	1764		
Fr. Joaquín Cucarella	1765	1769		
Fr. José Miñana (2 vez)	1769	1773		
Fr. Alberico Rubio	1773	1776		
Fr. Joaquin Cucarella (2 vez)	1776	1780		
Fr. Carlos Fita (2 vez)	1781	1784		
Fr. Francisco SanJuán	1785	1788		
Fr. Pacual Talens	1788	1792		
Fr. José Aparicio	1792	1796		
Fr. Joaquín Servent	1796	1800		
Fr. Joan Baptista Mas	1800	1804		
Fr. Josep Aparicio	1804	1806		
Fr. Francesc Guillot	1810	1814?		
Fr. Roberto Torregrossa Pérez	1815	1819		
Fr. Joan Maria Vilaragut	1819	1821		
Fr. Agustí Sarrió	1821	1822		
Fr. Joan Maria Vilaragut	1822	1826		
Fr. Joan Tormo Femenia	1826	1830		
Fr. Roberto Torregrossa Pérez	1830	1835		

Espí, escrito sobre el año 1669, del que sólo se conserva una hoja manuscrita, insertada en el Códice 929B (ó 1282 en su catalogación anterior) del Archivo Histórico Nacional entre los folios 172 y 173 (Andrés Robres, 2004), reproducida en Toledo Girau (1940). Numerosas citas de ella se encuentran insertada en la segunda fuente: “Historia Cronológica de los abades del Real Monasterio de N. Señora de Valldigna” de Estevan Gil, recopilado entre 1750 y 1752. El original fue quemado al inicio de la Guerra Civil, llegando hasta nosotros como una copia manuscrita realizada,

en 1932, por José Toledo Girau y publicada en Mainar Cabanes (2004). El manuscrito de Estevan Gil era conocido como el libro verde, como recoge Toledo Girau (1944a) y Sucías Aparicio (1906) se refiere a él, como “el manuscrito del padre Esplugues”. Al no estar firmado se produjeron las confusiones de su autoría que son aclaradas en Andrés Robres (2004). Un resumen del anterior en latín, con el título de: “*Valldignae Coenobium Regale*”, incompleto, se encuentra en el legajo 781 del Archivo del Reino de Valencia (Gascón Pelegrí, 1981; Andrés Robres, 2004).

Tras estas dos fuentes principales se añade recientemente la: “Relación de lo sucedido en la apostólica y real visita del real Monasterio de Valldigna en el Reino de Valencia, orden de N. P. S. Bernardo, Congregación de Aragón” de Fray Tomás Gómez manuscrito escrito del 1665 al 1667 recientemente editada (Gómez, 2008) y numerosa bibliografía realizada a partir de los legajos conservados en los archivos (Archivo del Reino de Valencia, ARV, y el Archivo Histórico Nacional, AHN) de las que destacaremos a (Ciscar Pallarés, 1997 y 1998, García-Oliver, 1998 y 2003).

A estas fuentes escritas hay que añadir las recientes publicaciones debidas a los trabajos arqueológicos en el Monasterio (Martínez García *et al.*, 2007; Martínez García y Castro Valls, 2014) o de reconstrucción (Besó Ros, 2016).

#### 4. Localización y la toponimia de la Valldigna

El valle de la Valldigna se encuentra al sur de la provincia de Valencia, en la comarca de la Safor, también referida como subcomarca de la Valldigna (Fig. 1). Se encuentra en el centro del triángulo imaginario formado por las ciudades de Alzira, Gandía y Xàtiva. En la actualidad la subcomarca se encuentra agrupada en la Mancomunidad de la Valldigna formada por los municipios de Barx, Simat de la Valldigna, Benifairó de la Valldigna y Tavernes de la Valldigna. El valle tiene forma de herradura como fue descrito tanto por Martí de Viciàna (2002), como por Cavanilles (1797).

El valle es regado por el río Vaca que nace en la Font Gran o Fuente Mayor de Simat de la Valldigna y que cuando abandona el valle, en la zona de marjal, se llama río Xeraco.

Cuando se fundó el monasterio el valle era conocido como de Alfandech o de Marinyent. Había 6 alquerías árabes (Fig. 2): Alfulell, Xara, L’Ombria (las tres desaparecidas), Taverna, Simat y Benifairó y un nuevo asentamiento cristiano en El Rafól (también desaparecido). Los mudéjares a L’Ombria la llamaban Gebalsogra

y a Taverna, Gebalcobra (Toledo Girau, 1958). Posteriormente, el rey concede al abad en 1300 un asentamiento en la montaña de población mudéjar a la que llaman Bar-ig Al-gebal (territorio entre montañas) o Barx simplificado (Toledo Girau, 1940). A ellos se añaden la alquería de Maçalalí (también conocido como Massalalí) y el lugar de Alcudiola con su torre y fortaleza (Toledo Girau, 1940), fuera del valle e integrados sus terrenos en la actualidad en el termino municipal de Tavernes de la Valldigna. Por último, hay que comentar que en el valle existía un lugar de mercado o posible asentamiento llamado Benizael, “en el cual había un edificio muy dilatado y fuerte a modo de lonja o casa de contratación la cual solían acudir los moros a tener sus ferias;” [Toledo Girau, 1940 citando el desaparecido “Catálogo de Abades” del Padre Espí (1669) que a su vez se encuentra citado con esas mismas palabras en la “Historia Cronológica” de Gil de 1752 (Mainar Cabanes, 2004)].

El Rafól se abandona en el siglo XVI por traslado de los cristianos a la cercana Taverna. Mientras, las demás alquerías son habitadas hasta la expulsión de los moriscos, en 1609. Abandonándose definitivamente, por no repoblarse con cristianos, las de Massalalí, L’Alcudiola, Xara, L’Ombria y Alfulell. Los municipios actuales son los herederos de las antiguas universidades cristianas creadas tras la expulsión de los moriscos: Taverna será Tabernes de Valldigna hasta los años 80 del siglo XX, con el nombre actual de Tavernes de la Valldigna, Benifairó a Benifairó de la Valldigna, Simat a Simat de la Valldigna de cuya municipalidad se separó Barx en el siglo XIX.

#### 5. La primitiva iglesia hasta el terremoto de 1330

La primitiva iglesia o primer lugar para culto, parece ser que fueron los bajos del edificio de Benizael. Tal como se menciona en la “Historia Cronológica” de Estevan Gil copiada del “Catálogo de los Abades de Valldigna” del Padre Gerónimo Espí (Mainar Cabanes, 2004):

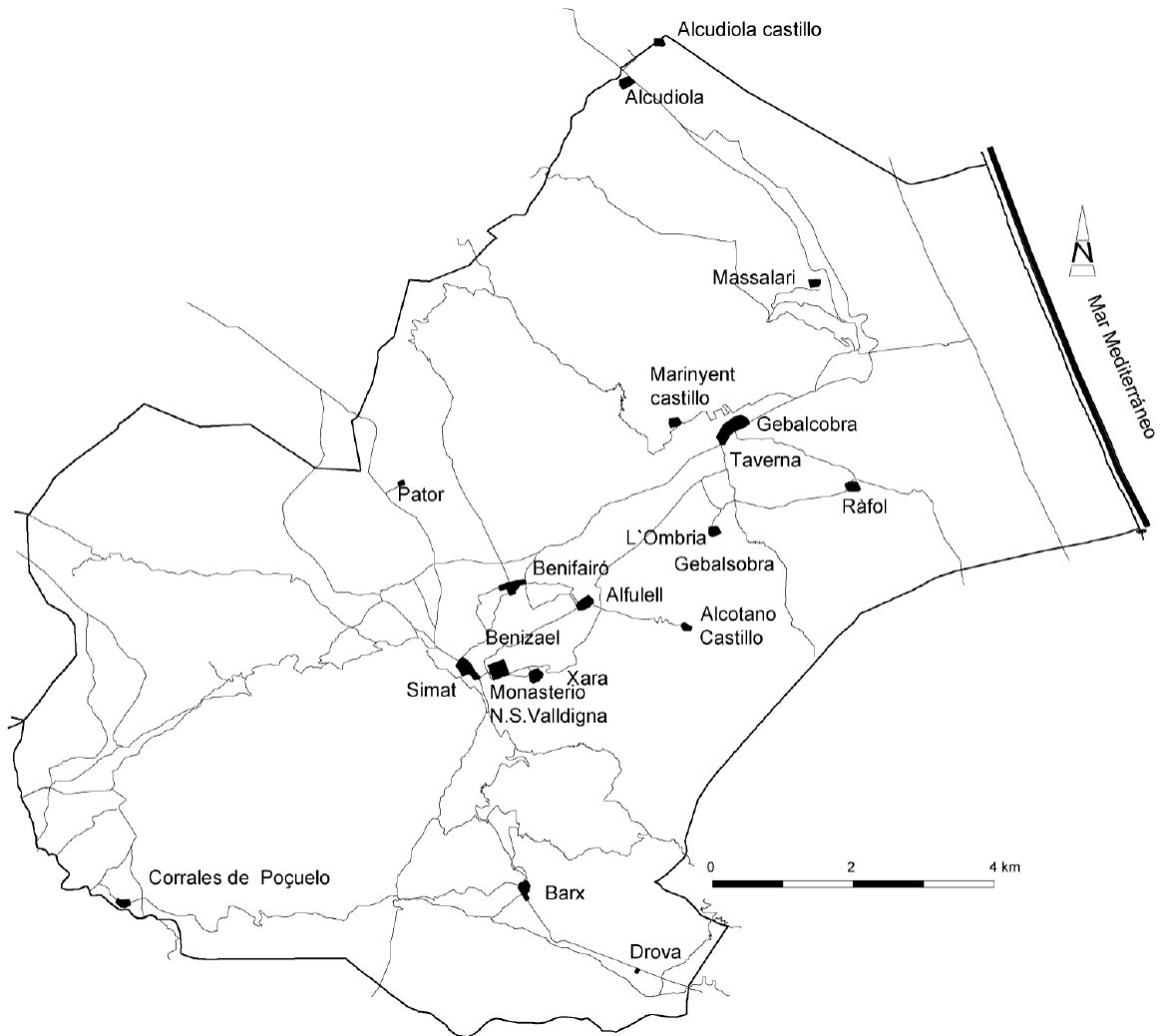


Figura 2: Alquerías de la Vallidigna dependientes del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Vallidigna entre los siglos XIII a XVII con los caminos y sendas principales.

Figure 2: Small villages on Vallidigna dependent on the Royal Monastery of Nuestra Señora de la Vallidigna between the 13th and 17th centuries with the main roads and paths.

“Aquí como puesto mas acomodado, y de menos trabajo para la edificación, se acogieron los Monges; y de la dicha Lonja se valieron para gran parte de su Convento por ser aquel edificio muy durable, porque era de arcos hechos de piedra picada, sobre los cuales hicieron habitación para los Monges, y bajo de ellos acomodaron un oratorio o capilla mientras se hacía la Yglesia. Todo lo cual estaba donde ahora se hace la Yglesia nueva hasta las Cámaras Abaciales; que no obstante que

todo lo que fue habitación se había variado, permanecen todavía los Arcos de piedra muy perfectos y enteros.

El Refitorio, y cocina hicieron bajo de donde ahora está la Librería en toda aquella parte de Claustro de las Cámaras, que mira al Levante, y aún hoy día en la Celda Prioral y en las otras de aquella parte, se descubren unos Arcos grandes, que suben hasta la librería, que servían para la cubierta de dicho Refectorio, al



cabo del cual hacía el Pozo de las Cámaras, en donde ahora está una Celda baja a la esquina del Claustro, estaba la Cocina.”

Para los arqueólogos, Martínez García y Castro Valls (2014), los arcos entre el Palacio del Abad y la iglesia actual (Fig. 3) no serían de época islámica sino de la época del abad Arnau de Saranyó (1357-1387), sin embargo, si que apuntan que al norte hay unos cimientos de un edificio de los más primitivos del cenobio.

El segundo Abad, D. Fray Raymundo (1299 a 1305) según el Padre Espí [a partir siempre de la “Historia Cronológica” de Gil, (Mainar Cabanes, 2004)]: “Procuró ampliar la casa haciendo algunas piezas importantes, y singular fue la Yglesia, la cual si no la comenzó la halló muy en los principios, y la perfeccionó (...)”. Durante el tercer abadiazgo de D. Juan Font (1305 a 1332) tiene lugar el primer terremoto que afecta al convento. En la “Historia Cronológica” (Mainar Cabanes, 2004) se refiere de la siguiente forma:

“El P. Espí al folio 290 B. dice que en tiempo de este Señor Abad año 1330 a 7 de los idus de Noviembre que es el 7 de Noviembre estando el Convento diciendo Laudes sucedió un terrible y espantoso terremoto”.

Las laudes eran aproximadamente las 3 de la mañana (Echevarría Arsuaga y Rodríguez García, 2013). Este terremoto aparece en los catálogos de Fontseré e Iglesias (1971) y Bisbal Cervelló (1984) conocido como terremoto de “Simat de Valldigna” (Martínez Solares y Mezúa Rodríguez, 2002) y es citado por Toledo Girau (1942) y Ripoll (2015). En la Enciclopedia Espasa Calpe en la entrada “Simat de la Valldigna” (VV. AA., 1927, edición 1985; Tomo 56) se habla de un terremoto en el año 1311 y en la entrada “Valldigna” en el año 1335 (VV. AA. (1929, edición 1980; Tomo 66) en ambos casos citando a la “Crónica del Monasterio de Valldigna” del Padre Esplugues, que corresponde a la “Historia Cronológica” de Gil (Mainar Cabanes, 2004) tal como explica Andrés Robres (2004). Estas últimas referencias son utilizadas para “refrescar” las entradas de los

pueblos de la Valldigna en diversas páginas web.

Es importante añadir que la “Historia Cronológica” tiene un índice alfabético de los abades perpetuos, comendatarios y trienales realizado por su autor al final del tomo 1 del manuscrito. Donde se menciona “Terremoto grande a 7 de Noviembre de 1330, estando en Laudes ... pág”, sin completar el número de página, lo que permite confirmar la fecha.

De las fuentes originales no hay más información al respecto del terremoto, pero si nos informan de las obras posteriores en el cenobio, que podemos comparar con la configuración de este. De esta forma, podemos tener una idea de la reconfiguración de los edificios con el paso del tiempo. La Figura 4 muestra la posible distribución de edificios antes del terremoto del 7 de noviembre de 1330. La primitiva construcción de Benizael se utilizaría como dormitorio y se podría haber extendido hacia el claustro *vell* (viejo). El recinto exterior y sus puertas no sabemos si ya existían, se ha supuesto que sí. El cementerio pudo empezar a utilizarse en esta época o los supuestamente pocos enterramientos se harían dentro de la zona de clausura. En los años 80, en los alrededores de la balsa de riego y las excavaciones arqueológicas de los 90 se han visto lápidas del siglo XIV-XV (Gallart i Lloret y Martínez García, 1998).

Recordando, probablemente el primer oratorio se encontraría entre el palacio del Abad y la Iglesia actual. El claustro *vell* (también llamado en tiempos más modernos como, el de las cámaras) sería el claustro que se empezaría a construir al principio del convento. En todos los monasterios de la orden del Cister alrededor del claustro se construía la Iglesia, la sala capitular y el refectorio. Existen algunos apuntes en las fuentes documentales de que podía haber sido así. Y todo ello rodeado de la muralla de clausura con 4 torres en sus extremos. Por ejemplo, la página conservada del “Catálogo de los Abades de Valldigna” del Padre Espí mencionada anteriormente y copiada en Toledo (1940) dice así:

“Se hizieron los quatro principales lienços de pared grandes que sirven de clausura al Convento poniendo quatro torres en ellos, una a cada esquina, y otra torre de piedra en medio del lienço de la parte de poniente, y en medio de dicha torre una puerta grande que mira a la fuente maior; la qual puerta es llamada comúnmente la puerta Real, por ser aquella la principal del Convento y hechura del Sr. Rey D. Jayme, como lo atestigua una inscripción ya algo consumida del tiempo en una piedra que hay sobre ella; sobre la inscripción hay 3 escudos de armas, uno del Sr. Rey y dos que no se conoce quién son, y una cruz de piedra que hay también en medio de la torre, sobre la una rexa.

Otra puerta hizieron también grande en el otro lienço de pared que mira al medio día, la cual es la portería del Convento (que la real solo sirve para singulares funciones); en una y otra puerta hizieron fosos y puentes levadizas para la seguridad de Monasterio, porque podía temer de sus mismos vasallos (que eran moros) algún trato con los del mar, y que alguna noche le saqueasen; y también para cualquier otro lance quiso el señor Rey tener seguro su convento, y fue prudente la prevención, porque después el tiempo ha ofrecido ocasión en que todo ha sido menester para evitar desdichas (...)” en AHN, Códices, 929B (1282) (Andrés Robres *et al.*, 2008).

Los siguientes dos abades, de 1332 a 1357, las fuentes no nos aportan información de las obras emprendidas. Del siguiente, Fr. Arnaldo Sarañó, de 1357 a 1387, se recoge en la “Historia Cronológica” de Gil (Mainar Cabanes, 2004):

“Dicho Sr. Abad (según refiere el P. Espí) hizo las Cámaras Abaciales y una pieza que ha servido de archivo hasta el año 1742 y ahora es celda de habitación, y es la que está en la testera del que llamamos claustro; y esta pieza la fabrió dicho Sr. Abad para Armería. Hizo también la puerta nueva con su rastillo a cuyo lado está la Capilla de Nuestra Señora de Gracia; como lo aseguran el escudo de sus armas que aun se conserva sobre dicha puerta a la

parte que mira al campo y ravalete; y es un escudo de piedra dividido de alto a bajo por medio, y en la una parte hay un árbol llamado en lengua valenciana Sarañó y en la otra mitad está el báculo abacial, en señal de su dignidad.

Renovó también la Yglesia de este Monasterio según consta de un Breve que obtuvo del Cardenal Pedro de Luna legado de su Santidad (...) concede cien días de indulgencia a todos los fieles que verdaderamente penitentes y confesados visitaren la Yglesia del Monasterio en las festividades que expresa, y dieren alguna limosna para su renovación: *Cupiente (dice) ut Ecclesia Monasterii Vallisdignae... que per dilectum in Christo Arnaldum Abbatem ejusdem Monasterii de novo reficitur... et ut Christi fidelis eo libentius causa devotionis confluent ad caudem Ecclesiam ac ad constructionem et reparationem hujusmodi manus promptius porrigant adjutrices etc.*” Los paréntesis son del original. En la Fig. 5 se ve el escudo del abad Sarañó sobre la entrada del Portal Nou.

Dicha carta se conserva en el ARV y ha sido publicada por Gimeno Blay (1980). Se trata de un documento del papa Clemente VII, expedida a través del legado apostólico Pedro Martínez de Luna, Cardenal de Santa María in Cosmedin (futuro Papa Benedicto XIII) fechado en Cuéllar el 1 de agosto de 1381, que lleva a su vez inserta una bula papal de fecha anterior, del 18 de diciembre de 1378, en la que se conceden indulgencias a aquellos fieles, que visiten con devoción en las fechas señaladas y ayuden a la “*constructions et reparations ecclesiarum*”. El documento posterior lo reitera y aumenta la recompensa a “*indulgencia perpetuis temporibus duratura*” (indulgencia hasta el fin de los tiempos). De lo anterior se puede suponer que la iglesia no estaría finalizada y estaría en reparación probablemente tras el terremoto de 1330.

García-Oliver (1998, pág. 157) encuentra en un documento del 26 de noviembre de 1475 respecto a la entrada del convento por el portal de la Xara: “*hon antigament solia estar lo*

*cap de la ecclèsia de dit monestir derrocada*" (Donde antiguamente solía estar la cabeza de la iglesia de dicho monasterio derruida, Archivo de Protocolos del Patriarca de Valencia, 24.321, notario Jaume Piles).

Y terminando la cita del padre Espi antes mencionada:

"Luego se puso mano en la edificación de la iglesia y claustro de silencio, la cual iglesia se hizo toda de piedra, muy grande y suntuosa en el lugar que ahora llamamos el corral de la cocina que está entre las murallas y el Refitorio de observancia, que ahora nos servimos de él para iglesia; cuyos vestigios de los arcos mayores y de las capillas se dejan ver en las dichas paredes de la muralla y el Refitorio. Esta iglesia no duró más que hasta el año 1398, esto es, 99 años desde su principio, que por desgracia se cayó, como diré a su tiempo: también se hicieron otras piezas, aunque de menos monta, con todo precisas para que los monges tuviesen decente habitación." en AHN, Códices, 929B (1282) (Andrés Robres *et al.*, 2008).

Donde también se menciona la primera iglesia en el "corral de la cocina", sin embargo, menciona un primer claustro, que tiene que ser el *vell* (viejo) o de las cámaras, no el de silencio que es más moderno (en la Figura 6 se ve el claustro de silencio). También dice que esta iglesia quedó destruida en 1398, pero la iglesia destruida en ese terremoto de 1396, ha sido encontrada en el lugar que está la actual (Martínez García y Castro Valls, 2014) por tanto, parece que hay una iglesia anterior destruida con el terremoto de 1330. Además, la información de las construcciones posteriores apunta hacia dicha cronología.

El abad Fr. Juan Escrivá (séptimo) de 1387 a 1393, según la "Historia Cronológica" de Gil (Mainar Cabanes, 2004) citando al Padre Espi: "Hizo este señor abad la parte del claustro de silencio que cae al refectorio mayor, de cuyo refectorio, ahora nos servimos para iglesia, como lo indican sus armas que se ven en la llave de un arco de dicho claustro, que son

unos escaques y una media luna también hecha de escaques...". El "ahora" se refiere a 1669 porque la iglesia estaba de obras tras el terremoto de 1644 (el Padre Espi escribe en 1669). Este párrafo nos habla por primera vez del segundo claustro que se debió empezar a construir anexo a la iglesia.

El abadiazgo del octavo abad "fue muy desgraciado" (Gil, en Mainar Cabanes, 2004). Ya que: "El día 16 de Diciembre del año 1396 cerca de las 12 horas del día hubo un terrible y espantoso terremoto que repitió por tres veces derribando muchos edificios de esta casa, y dejando los otros tan maltratados que casi quedaron inútiles, estando los Monges tan atemorizados que dejando la poca habitación que quedaba, salieron a dormir en barracas fuera de los muros o cerca del Monasterio. El día 25 del mismo mes y año, a las 8 horas del día sucedió otro semejante terremoto y derribó la torre grande que estaba al cabo del dormitorio que mira a la parte de poniente; derribó también la Yglesia que había reedificado el Abad Don Arnaldo Sarañó." (Gil, en Mainar Cabanes, 2004) sin embargo, Toledo Girau en 1944b acerca del mismo evento escribe: "El día 16 de Diciembre de 1396, cerca de las doce horas del día, hubo un terrible y espantoso temblor de tierra que se repitió por tres veces, derribando muchos edificios conventuales y dejando los otros tan maltratados, que casi quedaron inútiles. Los monjes, atemorizados, dejaron la poca habitación que restó en pie y salieron a dormir en barracas fuera de los muros o cerca del monasterio. El día de Navidad del mismo año a las ocho de la mañana, sucedió otro semejante terremoto y derribó la torre grande situada al final del dormitorio que miraba a la parte de poniente; derribó también la iglesia que había renovado el abad Sarañó ...". En ambos, textos hay una diferencia fundamental para el texto de Gil (en Mainar Cabanes, 2004) la "Yglesia" la había "reedificado" mientras que Toledo Girau (1944b) menciona que la iglesia "la había renovado" el abad Sarañó.

Ello apunta a que tras el terremoto de 1330 se toma la decisión de cambiar totalmente el

monasterio. Al estar la iglesia muy afectada se utiliza de cantera para hacer la siguiente en el mismo sitio que está la actual. Se termina con el Abad Sarañó que hace la nueva iglesia (indulgencias para su construcción y reparación), el palacio del Abad y el Portal *nou*. Cambia la configuración del convento, donde permanecerán un claustro *vell*, un refectorio *vell*, la iglesia derruida se desmonta para hacer una nueva iglesia que tendrá adosado el Claustro de Silencio que comienza el abad Juan Escrivá (1387 a 1393) que también incorporará materiales de la primera iglesia derruida.

## 6. El terremoto de 1396

El terremoto de 1396 afecta a la segunda iglesia (Figs. 6 y 7), en la parte norte, lo que permite construir la tercera iglesia más grande extendiéndose hacia el norte (Martínez García y Castro Valls, 2014), y su torre, supuestamente de las campanas, se desmontó totalmente al encontrarse sus cimientos en el crucero de la actual iglesia (Martínez García y Castro Valls, 2014). La tercera iglesia mostraría un pavimento del Abad Pere de San Joan (1415-1422), encontrado por los arqueólogos (Martínez García y Castro Valls, 2014), y su nivel puede apreciarse en la actualidad en una de las capillas laterales que tiene una puerta que conecta con el claustro de silencio (Fig. 6E).

El terremoto de “Tabernes de 1396” está en los catálogos sísmicos fechado el día 18 de Diciembre, a partir de Zurita (López Marinas, 1982) que copia a Martín de Alpartil. Lo que escribe Gil aparece citado anteriormente, sin embargo, hay que tener en cuenta que en la “Historia Cronológica” de Gil (Mainar Cabanes, 2004) se cita a Zurita (1668, la primera edición es de 1562):

“Zurita lib. 10 cap. 41, fol. 421, col. 3 hace mención de este terremoto y dice estas formales palabras: “En este año 1396 a 18 de Diciembre hubo grandes terremotos en todo el Reyno de Valencia, y en las comarcas que

confinan con Castilla, y en la Serranía hasta Tortosa; y desde hora de Tercia hasta la hora de Competas temblo la tierra tres veces; y en el Reyno de Valencia se hundieron diversas torres e Yglesias, y el Monasterio de Valldigna, y según escribe Martín de Alpartil, en la obra que compuso de la Cisma, que fue familia del Papa Benedicto, en la villa de Algezira del Reyno de Valencia dos fuentes manaron agua muy hedionda y de color ceniza; y se vieron otras señales muy prodigiosas en la región del aire; Sic Zurita. Estas desgracias y lamentables ruinas obligaron a los reformadores que había deputado el Capítulo General del Cister a omitir la Visita de este Monasterio como consta del testimonio que los mismos dieron en Valencia a 24 de Febrero del año 1397 (...)”.

En este párrafo llama la atención el “Sic Zurita” escrito por Estevan Gil, por lo que conocía que Zurita había escrito la fecha de 18 de diciembre y él no sólo había mantenido en su escrito el 16 de diciembre sino que además corregía a Zurita la fecha. Además, en los índices del Tomo I de Gil aparece reflejado: “Terremoto que repitió por tres veces el día 16 de Diciembre de 1396 cerca de las doce del día. Derribó muchos edificios y día 25 del mismo mes y año a las ocho de la mañana otro.”

No hay más información sobre los destrozos que causó el terremoto, pero si se menciona las obras que prosiguió el Abad Rull (Mainar Cabanes, 2004): “De las ruinas que causaron los terremotos, este Sr Abad (dice el P. Espí) prosiguió el Claustro de Silencio que había comenzado su predecesor, y hasta el pavimento hizo de piedras que quedaron de la Yglesia cuya fábrica no duró 100 años cabales; por lo cual dicho Abad hubo de comenzar otra Yglesia en el puesto que ahora se hace la tercera.”

Este párrafo es interesante y ha propiciado confusión. Dice que “la iglesia no duró 100 años” (desde 1298 a 1396) y que ahora (1668 es el Padre Espí) se hace la tercera en el mismo sitio de la derruida en 1396. Sin embargo, reconoce que se prosigue el Claustro de Silencio (que siempre ha sido el claustro nuevo)

en contraposición al Claustro de las cámaras o *vell* (viejo). ¿Por qué hay dos claustros en un monasterio? El primero sería de la distribución original con una iglesia que tenía su entrada hacia la puerta de la Xara que había sido afectada, no sabemos si ya terminada, por el terremoto de 1330, y que en tiempos del Abad Sarañó se hizo una nueva, cambiando la configuración del monasterio (indulgencias), con un nuevo claustro. Según los trabajos arqueológicos (Martínez García y Castro Valls, 2014) el Claustro de Silencio muestra unos arcos de cronología anterior a lo esperable de su fecha de construcción por lo que seguramente se desmontaron los arcos góticos del claustro *vell* para realizar el claustro de Silencio (Fig. 6E).

Del siguiente abad Gil (Mainar Cabanes, 2004) dice: “Lo primero que hizo dicho Sr. Abad D. Pedro de San Juan fue (dice el P. Espí) cargar el cuidado en proseguir la Yglesia, que su antecesor había comenzado y la llevó hasta el remate y perfección que no fue poco para los pocos años que gobernó.” Esto se a corroborado por las excavaciones arqueológicas (Martínez García y Castro Valls, 2014), ya que la iglesia previa a la actual muestra un pavimento con el escudo de dicho abad que era una campana, “tenia por armas una silla y una campana” (Mainar Cabanes, 2004).

Lope Palazí según Gil (Mainar Cabanes, 2004): “(dice el P. Espí) ..., hizo la hospedería que estaba donde ahora está la segunda plaza del Convento enfrente del locutorio nuevo, la cual ya arruinada vi yo acabar de derribar año 1657 siendo Novicio... fabricó gran parte del sobreclaustro que está sobre el claustro viejo, donde se ven muchos escudos de sus armas”. El claustro viejo se arregló y se construyó su sobreclaustro que daba acceso a las cámaras. La segunda plaza del Convento es la llamada “dels Jueus” que daba a la puerta de la Xara (Fig. 3).

Le siguió el primer Abad comendatario D. Juan de Aragón, Gil (Mainar Cabanes, 2004): “En su tiempo se hizo el Refectorio grande del

que al presente usamos, ...Sus Armas son las de Aragón, Castilla, y León como se ven en los escudos de dicho Refectorio, (dice el P. Espí).” Este es el refectorio nuevo (antes hay un refectorio antiguo, *vell*) que en “al presente usamos” se refiere a que se usa de iglesia en 1668 cuando escribe el Padre Espí. En la entrada del refectorio por el claustro se aprecia el escudo de Aragón. Antes de la primera restauración del refectorio en los años 90 se veían en ambos lados el lugar que ocupaban dos órganos y uno de los huecos conectaba con el sobreclaustro del Claustro de Silencio (Fig. 6A).

En el intervalo que fueron comendatarios los Borja, Rodrigo de Borja (papa Alejandro VI) y su hijo César de Borja (1491-1498), se construyó la Sala Capitular o “capítulo”. Gil (Mainar Cabanes, 2004) escribe sobre Rodrigo de Borja: “En tiempo de este Eminentísimo Señor Cardenal Abad (...) se comenzó (según escribe el P. Espí) la fábrica del capítulo aunque no se concluyó en su tiempo, a imitación del Refectorio que hizo su antecesor...” y de César de Borja, Gil (Mainar Cabanes, 2004): “Prosiguió la obra de Capítulo y la dejó casi concluida.” Terminado por Pedro Baldó, Gil (Mainar Cabanes, 2004): “... suerte que pudo hacer dicho Sr. Abad D. Fr. Pedro Baldó una hermosa portada de Piedra en la Capilla de la textera del Capítulo que habían hecho sus antecesores los S. S. Borjas. Puso en ella sus armas que eran dos Baldas, y fabricó también el locutorio nuevo (según escribe el P. Espí).” La Fig. 5B muestra el aspecto actual de la trasería de la sala capitular.

Por tanto, tras el terremoto se reconstruyó rápidamente el monasterio, en parte gracias a los materiales que quedaron de la destrucción de la iglesia anterior y del claustro. Fuera del monasterio, se menciona que se hundieron 200 casas de sarracenos en la Croniques barcelonines de la casa Dalmases de Monsén Gaspar Mascaró (López Marina, 1982). Sin embargo, no se ha localizado la fuente original en la documentación de Valldigna conservada.



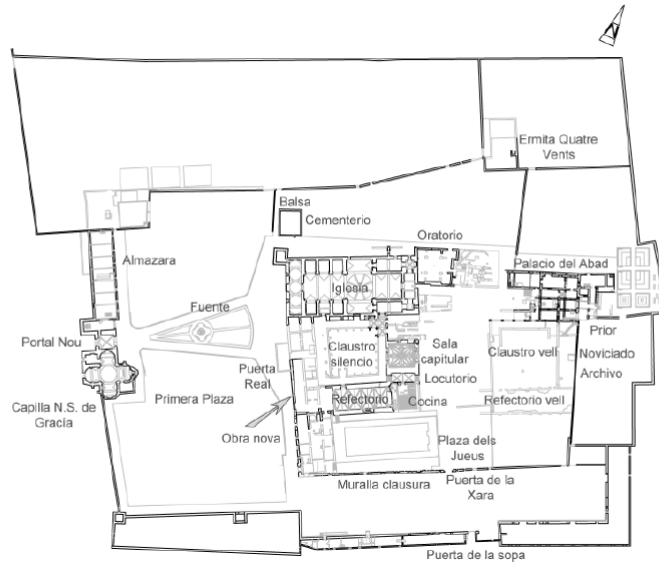


Figura 3: Plano del Real monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna en Simat de la Valldigna (Valencia). Modificado a partir de Peñalver López (2013).

Figure 3: Royal Monastery of Nuestra Señora de la Valldigna plan located in Simat de la Valldigna (Valencia). Modified from Peñalver López (2013).

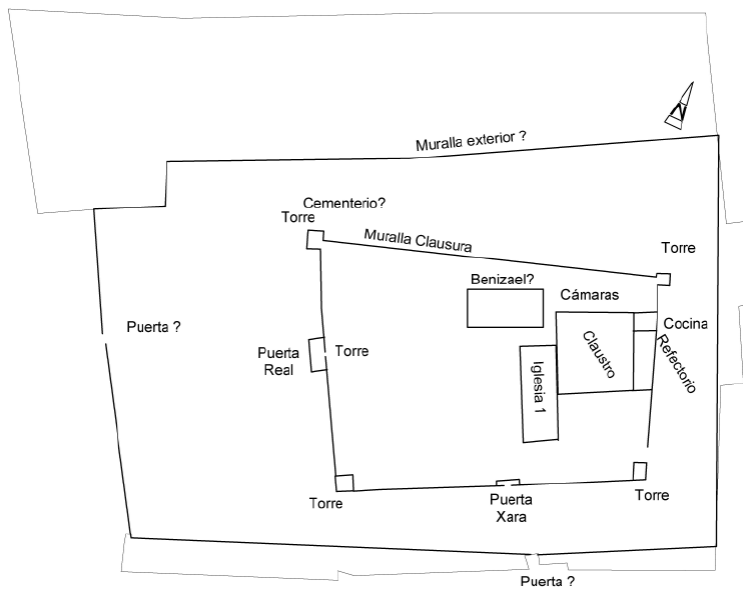


Figura 4: Reconstrucción del posible plano del Real monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna en Simat de la Valldigna (Valencia) antes del primer terremoto de 7 de noviembre de 1330 a partir de las fuentes históricas. Se ha añadido la muralla exterior con dudas, al no aparecer en las fuentes históricas.

Figure 4: Reconstruction of the Royal monastery of Santa María de la Valldigna possible plan located in Simat de la Valldigna (Valencia) before the first earthquake of November 7<sup>th</sup> 1330, based on historical sources. The outer wall has been added with doubts, as it does not appear in the historical sources.

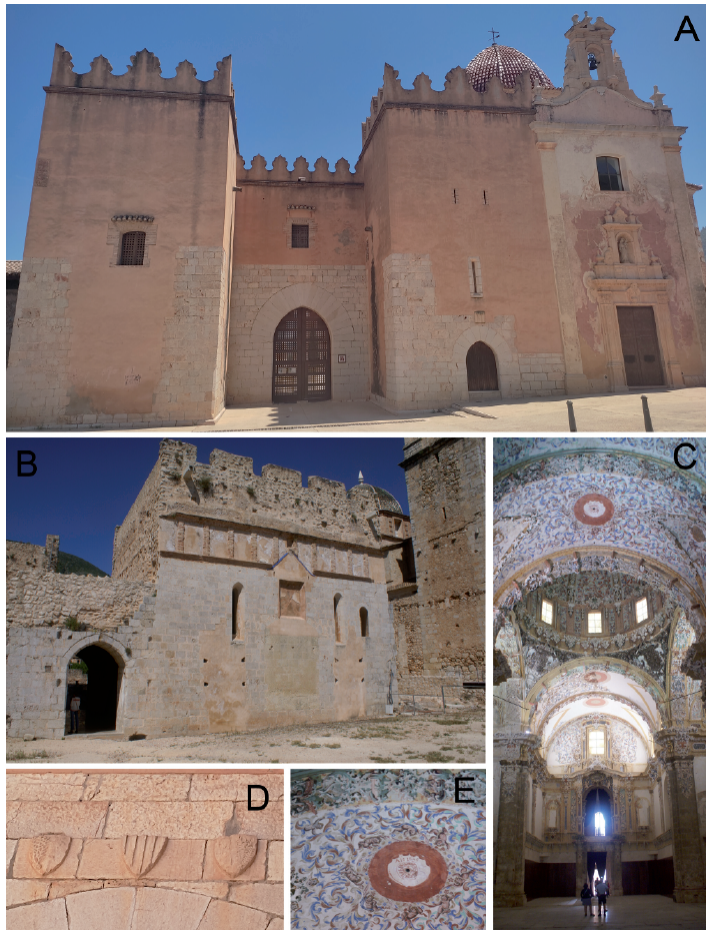


Figura 5: Fotografías del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna en Simat de la Valldigna (Valencia). A) Entrada principal por el Portal Nou, a la derecha la capilla barroca de Nuestra Señora de Gracia terminada por el abad Felix Garix (1720-1724). La puerta pequeña apuntada con un escudo erosionado debe ser la antigua entrada a la capilla, la que existió 1644 cuando el terremoto que destruyó la tercera iglesia. B) Trasera de la sala capitular, posiblemente realizada con sillares de la primera Iglesia del monasterio. A la izquierda la puerta del locutorio y a la derecha la torre de las campanas de la iglesia actual. C) Interior de la iglesia barroca comenzada en 1648 (abad Rafael Trobado) y terminada por el abad Josep Castillo en 1697. D) Escudos sobre la puerta principal del Portal Nou a los laterales los escudos del abad Sarañó y en el centro el escudo de la corona de Aragón. E) Detalle de la bóveda de la iglesia barroca con la fecha de 1696 de su pintura.

*Figure 5: Pictures of the Royal monastery of Nuestra Señora de la Valldigna located in Simat de la Valldigna (Valencia). A) Main entrance through Portal Nou, on the right the baroque chapel of Nuestra Señora de Gracia finished by Abbot Felix Garix (1720-1724). The small door pointed with an eroded coat must be the old entrance to the chapel, the one that existed when the 1644 earthquake that destroyed the third church. B) Chapter house rear side possibly made with ashlars from the monastery first church. On the left the Locutorium door and on the right the bell tower of the current church. C) Interior of the baroque church begun in 1648 (Abbot Rafael Trobado) and completed it the time of Abbot Josep Castillo in 1697. D) Coats of arms on the Portal Nou main door on the sides, the Abbot Sarañó coats of arms and in the center Aragon Kingdom coat of arm. E) Detail of the vault of the baroque church with the date 1696 in its painting.*

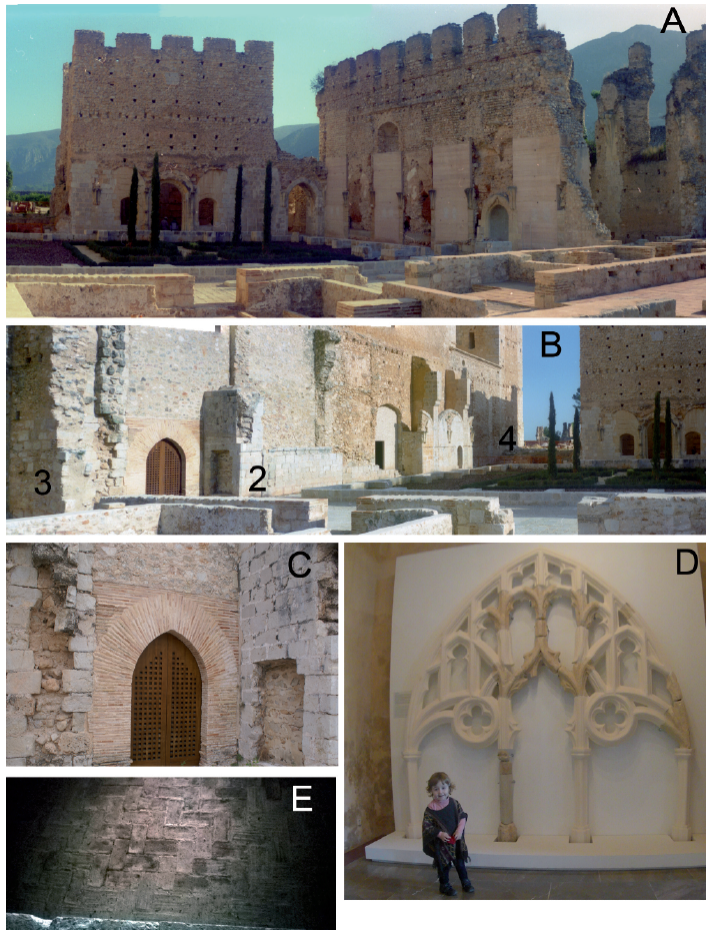


Figura 6: Fotografías del Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna en Simat de la Valldigna (Valencia). A) Claustro de Silencio, antes de la restauración (año 1999). En primer término, la Obra Nueva. El jardín del claustro recién plantado. Al lado sur el Refectorio donde se observa el paso desde el sobreclaustro al órgano. Al fondo la Sala Capitular, en proceso de excavación, y el locutorio. B) Pared sur de la iglesia barroca actual, que da al Claustro de Silencio. El número 2 es la pared y contrafuertes de sillares de la segunda iglesia. La entrada se situaría en el lado Oeste. El número 3 marcaría la pared Oeste de la tercera iglesia, la puerta apuntada sería un acceso al claustro desde dicha iglesia. El número 4 marca la extensión de la iglesia barroca actual incluyendo la torre de las campanas. A la derecha de la imagen está la Sala Capitular. Fotografía de 1999. C) Detalle de la entrada del claustro desde la tercera iglesia tras ser restaurada. En la iglesia 4 dicha entrada se encontraba tapiada. D) Reconstrucción de los arcos del claustro de silencio que podrían haber estado anteriormente en el claustro vell, tomada en la antigua almazara del monasterio, restaurada como sala de exposiciones permanentes. E) suelo de ladrillos en espiga de la tercera iglesia debajo del suelo actual, que salió a la luz al restaurar la entrada del claustro de C.

Figure 6: Pictures of the Royal monastery of Nuestra Señora de la Valldigna located in Simat de la Valldigna (Valencia). A) Cloister of Silence, before restoration (1999). First, the Obra Nova. The newly planted cloister garden. On the south side the Refectory where the passage from the cloister to the organ is observed. In the background the Chapter House, in the process of excavation, and the Locutorium. B) South wall of the current baroque church, which overlooks the Cloister of Silence. The number 2 is the ashlar wall and buttresses of the second church. The entrance would be on the west side. The number 3 would mark the west wall of the third church, the pointed door would be an access to the cloister from said church. The number 4 marks the extension of the current Baroque church including the bell tower. To the right of the image is the Chapter House. Photograph from 1999. C) Detail of the cloister entrance from the third church after being restored. In church 4 said entrance was bricked up. D) Reconstruction of the arches of the cloister of silence that could have been previously in the cloister vell, taken in the old oil mill of the monastery, restored as a permanent exhibition hall. E) herringbone brick floor of the third church below the current floor, which came to light when restoring the entrance to the cloister of C.

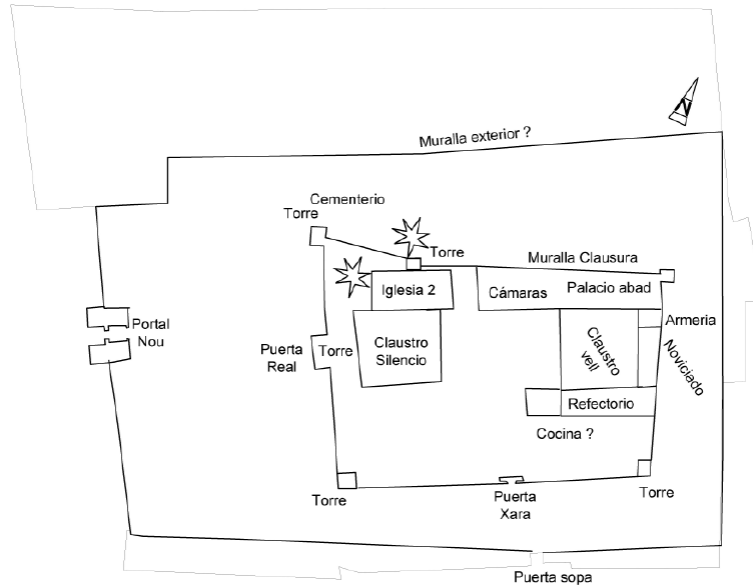


Figura 7: Reconstrucción del posible plano del Real monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna en Simat de la Valldigna (Valencia) antes del terremoto del 16 de diciembre de 1396 a partir de las fuentes históricas. Daños causados por el terremoto: caída de la torre del dormitorio del claustro que mira a poniente, caída de la Iglesia 2 y afección importante de torre de las campanas al norte de la iglesia.

*Figure 7: Reconstruction of the possible plan of the Royal Monastery of Nuestra Señora de la Valldigna located in Simat de la Valldigna (Valencia) before the earthquake on December 16<sup>th</sup> 1396, based on historical sources. Damage caused by the earthquake: fall of the cloister bedroom tower facing west, fall of Church 2 and significant damage to the bell tower to the north of the church.*

## 7. El terremoto de 1644

Este tercer gran terremoto derriba otra vez la iglesia (Fig. 9) como nos cuenta Gil (Mainar Cabanes, 2004): “En tiempo de este Sr. Abad D. Franco. Talavera y Castellet, Domingo a 26 de Junio del año 1644 a las cinco de la tarde hubo un horrible terremoto, que derribó la Yglesia de este Monasterio, gran parte de la torre de las campanas, el Archivo, y maltrató la mayor parte de sus edificios. Atemorizada la Comunidad de tan horrible estrago, y nada seguros, porque los terremotos continuaban por todo el Reyno; sacaron el Santísimo Sacramento de la Capilla de Nra. Sra. de Gracia donde celebraban los divinos oficios; y habiendo chozas bajo los [50] cipreses, durmieron en ellas hasta estar asegurado el tiempo. Volvieron después el Santísimo y le pusieron en el Capítulo donde oficiaron, mientras que se aliñaba el Refectorio grande que dedicaron

para Yglesia; y sirvió hasta el tiempo del Abad D. José Castillo.” Castillo es abad de 1697-1700. El [50] es la página del manuscrito-copia de Toledo Girau y que se ha añadido a la edición de Mainar Cabanes (2004).

En los catálogos es conocido como “terremoto de Muro de Alcoy” pero se fecha el 19 de junio a las 6 de la tarde (Villalmanzo, 1985) y fueron una serie de terremotos “Duró temblar la tierra ocho días y hubo día y noche que contaron 33 terremotos” según el prior Miguel Torró del convento Dominicó de Santa Ana de Albaida (Villalmanzo, 1985). La diferencia en la fecha del 19 a las 6 al 26 a las 5 puede ser que se tratase de 2 terremotos diferentes. En Valldigna al hundir la tercera iglesia parece que debió guardarse buena nota de ello.

De la iglesia derruida sólo sabemos según Martí de Viciano (2002): “Dentro de la casa



está la iglesia, grande y hermosa, con el altar y retablo de la Madre de Dios, en la qual iglesia residen treinta y seis monges y quinze frailes (...). Escrito en 1563 durante el abadiazgo de Juan Gutiérrez.

Añadiendo (Gil, Mainar Cabanes, 2004) que el siguiente abad Rafael Trobado (1644-1649): “Puso después la mira en fabricar nueva Yglesia, porque la que había estaba cuasi arruinada por su antigüedad, y los repetidos terremotos, por cuya causa se servía la Comunidad del Refectorio Grande para Yglesia. Hizo Capítulos a este fin con Joaquin Bernabeu Maestro cantero Vecino de Carcagente. Abiertas las zanjas con deliberación de toda la Comunidad, celebró Misa de Pontifical el Señor Abad día 18 de Marzo del año 1648 (día de la Dedicación de esta Yglesia de Valldigna), y después fué la Comunidad en procesión al sitio donde se había de poner la primera piedra; Bendijo los fundamentos, y puso en ellos la piedra primera de la Fabrica del suntuoso Templo que hoy tenemos.”

La capilla del N. S. de Gracia que se cita no es la actual, que es del siglo XVIII, sino que debió existir una capilla previa, cuya posible entrada se haría por la puerta apuntada de la torre sur del Portal Nou, que conecta con la capilla del XVIII (Fig. 5).

El siguiente abad F. Cruañes (1649-1652) según Gil (1752; Mainar Cabanes, 2004): “Prosiguió la fábrica de la Yglesia, y concluyó la torre de las campanas, dejándola con toda perfección.”

Durante el abadiazgo del P. Tonda tuvo lugar la visita castellana, en se debe destacar que se habla de la “obra” para referirse a la iglesia actual, la iglesia es el refectorio que se utilizaba como tal y el refectorio *vell* en el que se comía (año 1667 en Gómez, 2008).

Al sur del claustro *vell* se debió construir anteriormente un edificio que se conoció como refectorio *vell* (citado por Gil, Mainar Cabanes, 2004). Por la lectura de Gómez (2008) sabemos que en 1666 había una “obra” en la

actual iglesia, la iglesia que era el refectorio actual como así lo indica el Padre Espí y recoge Gil (Mainar Cabanes, 2004) y un refectorio donde según Gómez (2008) comían los monjes. Ese edificio puede corresponder a lo que tradicionalmente en Simat de la Valldigna se ha denominado el “Hospital” y que según las excavaciones arqueológicas (Martínez García y Castro Valls, 2014) debió tener un pavimento del siglo XIV y que con posterioridad tenía una tarima de madera.

Durante esta época se reconstruye la torre de las campanas, afectada tras el terremoto de 1644. Primero se repara, terminando el primer cuerpo en 1652. En 1655 se realiza el segundo cuerpo, de las campanas, con mármol de Buixarró (Tent-Manclús y Jordá Guisarro, 2018) durante el segundo abadiazgo de Rafael Trobado (*circa* 1655). Para terminar el remate en 1698 durante el abadiazgo de Josep Castillo (Mainar Cabanes, 2004). La Fig. 8 muestra los momentos constructivos de la torre de las campanas.

## 8. Terremotos del siglo XVIII (1724 y 1748)

En las fuentes se menciona un nuevo terremoto: “En 13 de Septiembre de 1724 hubo un espantoso Terremoto que horrorizó a toda la Comunidad” (Gil, Mainar Cabanes, 2004). Durante el abadiazgo de Felix Garix (1720-1724). En los catálogos este terremoto es conocido como “Terremoto de Gandia de 1724”. La fecha parece bastante fiable porque al día siguiente hubo capitulo para elegir a Fr. Agustín Casanoves como abad del convento (Mainar Cabanes, 2004).

El terremoto de “Estubeny del año 1748” aparece en la “Historia Cronológica” de Gil (Mainar Cabanes, 2004) como en el año 1747 y en una fecha diferente al de otras fuentes, como Cavanilles (1797), dentro del abadiazgo de Joseph Miñana. La cita es la siguiente: “A los tres años con poca diferencia del gobierno de este Señor Abad, el día 23 de Febrero del año 1747 a las siete horas de la mañana poco más o menos, sucedió el horrible terremoto, que



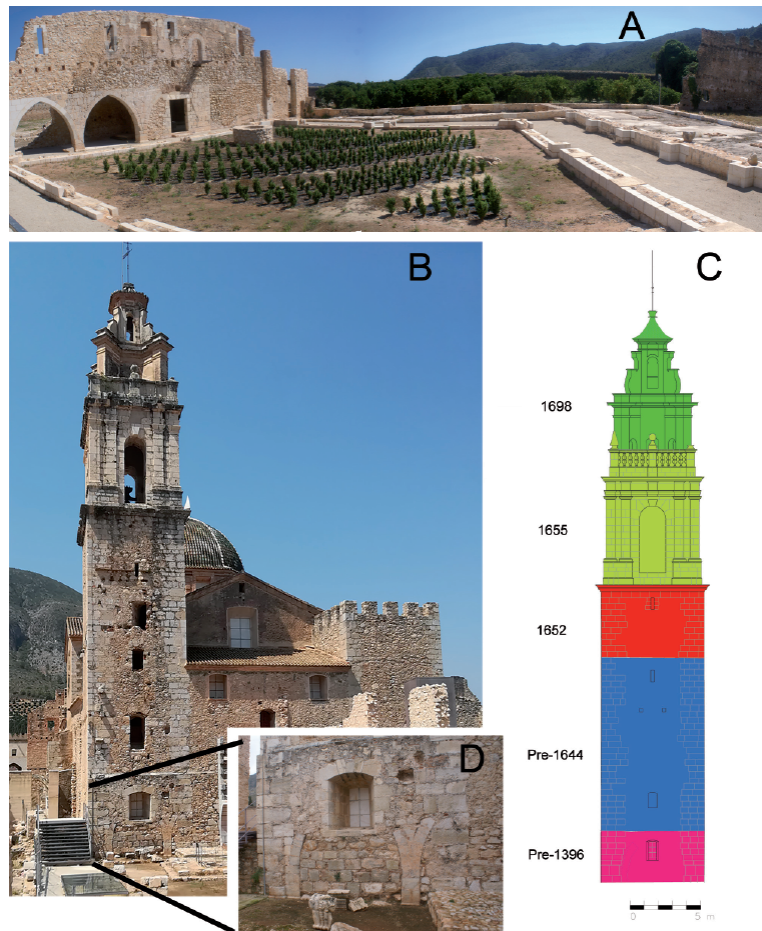


Figura 8: Fotografías del Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna en Simat de la Valldigna (Valencia). A) Cimientos del Claustre vell, o de las cámaras. Al fondo la “pieza” construida como armería y que luego fue cámara prioral y las habitaciones de los novicios, en la parte superior accediendo por el sobreclaustro estaría el archivo. El edificio a la derecha que pudo corresponder al Refectorio vell y a la izquierda el palacio del Abad construido por el Abad Sarañó. B) Campanario y cabeza de la iglesia barroca, a la derecha la torre noreste almenada. Entre las dos torres estaría la sacristía y en el piso superior el camaril de la Virgen de la Valldigna. C) Explicación de las etapas constructivas del campanario. A la base unos arcos del mismo estilo de las construcciones de tiempos del abad Sarañó por lo que deben ser anteriores al terremoto de 1396. Encima una parte del campanario que debió mantenerse en pie durante el terremoto de 1644. Encima la parte que se terminó durante el abad Francisco Cruañes circa 1652. El cuerpo de las campanas realizado con mármol de Buixcarró durante el segundo abadiazgo de Rafael Trobado circa 1655. El remate final del campanario durante el abadiazgo de Josep Castillo circa 1698. D) Zona de base del campanario donde se pueden apreciar los arcos de piedra de la época del abad Sarañó.

*Figure 8: Pictures of the Royal monastery of Nuestra Señora de la Valldigna located in Simat de la Valldigna (Valencia). Foundations of the Cloister vell, or of the chambers. In the background, the “piece” built as an armory and which later became the prior chamber and the novice’s rooms, in the upper part, accessing the cloister, would be the archive. The building on the right that could correspond to the vell Refectory and on the left the Abbot’s palace built by Abad Sarañó. B) Bell tower and head of the baroque church, on the right the crenellated northeast tower. Between the two towers would be the sacristy and on the upper floor the clique of the Virgen de la Valldigna. C) Explanation of the construction stages of the bell tower. At the base there are arches of the same style of the buildings from the times of Abbot Sarañó, so they must be prior to the 1396 earthquake. On top, a part of the bell tower that must have remained standing during the 1644 earthquake. On top, the part that was finished during the abbot Francisco Cruañes circa 1652. The body of the bells made with marble from Buixcarró during the second abbey of Rafael Trobado circa 1655. The bell tower top finished during the abbey of Josep Castillo circa 1698. D) Bell tower base where the stone arches from the time of Abbot Sarañó can be appreciated.*

arruinó del todo el Castillo de Montesa, e hizo en todo el Reyno notables daños, pero con especialidad en la Ciudad de San Felipe, Enguera, Anna, Navarres, y demás Lugares circunvecinos. El pasmo de la novedad, y la repetición de Temblores, junto con las funestas noticias que venían de fuera, tenía comprehendidos a todos de tal forma, que cada cual se albergaba en donde le parecía estar con menos riesgo. Grande parte de la Comunidad pasaba las noches con la mayor incomodidad en el Cubierto del Huerto llamado Clos; Otros, en los Huertecillos de las Celdas particulares; Otros en la Plaza; Y finalmente donde la razón les dictaba alguna confianza de seguridad. Causaba la mayor compasión ver formadas varias chozas por las calles y campos para albergue de las familias, huyendo de los estragos que oían de otras partes. En el Lugar de Anna cayó la Yglesia estando diciendo misa el P. Francisco Serra del Convento de la Murta Orden de

San Gerónimo, que predicaba la Cuaresma, y siendo natural haber quedado sepultado en las ruinas, con todos los demás que estaban en la Yglesia, no hubo desgracia notable, y al referido P. cogiéndole de la mano, sin haber podido averiguar quien fuese, le sacaron por entre las ruinas hasta la Puerta, y comenzó a respirar del pasmo, y el polvo que le tenían sofocado. La Yglesia de Enguera quedo muy maltratada, cayó su Sacristía, dejando sepultado al Cura, y a otras personas ancianas. Murieron en el Castillo de Montesa 13 Frayles [189] con el Prior D. José Ortells, 6 Criados, y un maestro de Albañil." El [189] es la página del manuscrito-copia de Toledo Girau y que se ha añadido a la edición de Mainar Cabanes (2004).

Para entender la diferencia de fechas, hay que ver cuando se nombra dicho abad, según Gil (Mainar Cabanes, 2004) fue el "23 de Mayo

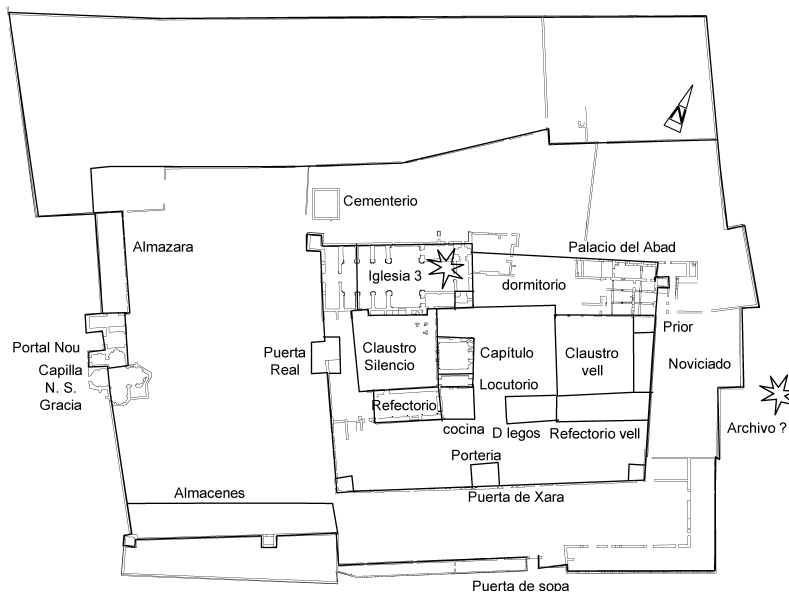


Figura 9: Reconstrucción del posible plano del Real monasterio de Nuestra Señora de la Vallidigna en Simat de la Vallidigna (Valencia) antes del terremoto del 26 de junio de 1644 a partir de las fuentes históricas. Se destruye la tercera iglesia y el edificio del archivo que no sabemos donde se encontraba, aunque Toledo Girau (1944a) menciona que se encontraría cerca del locutorio y la sala capitular. "D legos" es el dormitorio de frailes legos.

*Figure 9: Reconstruction of the possible plan of the Royal Monastery of Nuestra Señora de la Vallidigna located in Simat de la Vallidigna (Valencia) before the earthquake of June 26<sup>th</sup> 1644, based on historical sources. The third church and the archive building are destroyed. We do not know where the last one was located, although Toledo Girau (1944a) mentions that it would be found near the locutorium and the chapter house. "D legos" is the bedroom of lay friars.*

de 1745 (...) electo el P. Mtro. D. José Miñana natural de Beniarjó”. Los tres años “con poca diferencia” tiene que ser el año 1748. Según Cavanilles (1797, ed. 1981 pág. 229): “Un sábado, que fué el día 23 de Marzo de 1748, despues de repetidas y furiosas lluvias á las seis y quarto de la mañana tembló el monte, siendo las vibraciones de norte á sur;”. Debió ser en 1748 y la fecha que tomó Gil del archivo eclesiástico, en latín, debía ser en formato año del abadiazgo, “en el tercer año de abadiazgo” y al pasar a años sumo mal. Y la comprobación nos la da Toledo Girau (1944a) al mencionar un manuscrito de 40 páginas titulado: “Breve Descripción de las plausibles festivas demostraciones con que manifestó su afecto a Nuestra Señora de GRACIA, este Real Monasterio de VALLDIGNA, por haberle librado de los Terremotos y la PIEDRA. Año 1748.” y que se encontraba en el Archivo General de Valencia, Sala Conventos, legajo nº 781.

Confundir el mes de marzo con el mes de febrero, es más extraño y más teniendo en cuenta que Gil sería testigo de este terremoto ya que en el abadiazgo anterior de Luis Sanchis (1740 a 1745): “vistió el Santo Hábito para Monges al Doctor Esteban Gil, natural de la Villa de Urrea de Yxar, Reino de Aragón” (Mainar Cabanes, 2004). Sin más datos, es difícil saber dónde está el error en las fuentes originales.

En cuanto a la estimación de los daños, aunque no menciona daños en los edificios, si que apunta (Gil, Mainar Cabanes, 2004) la compra “piedras de luz” (alabastro): “Mandó conducir de la Villa de Escatrón claraboyas o Piedras de luz para todas las ventanas de la Yglesia, y Cimporio.” Cuando la iglesia ya tenía piedras de luz, que se había comprado durante el abadiazgo de Plácido Saurina (1688-1692): “Se compraron las piedras de luz para todas las ventanas de la Yglesia, y se concertó cada arroba a 13 reales, y medio puesta en el Monasterio.” Por lo que cabe pensar que el terremoto o los terremotos de 1748 afectaron rompiendo las ventanas de alabastro de la iglesia. Las que existen en la actualidad se repusieron en los años 90 para que no accedieran las palomas a la iglesia.

Los terremotos debieron preocupar a la comunidad porque prueba de ello es que se realizaron misas en honor a la Virgen de Gracia (era una especie de costumbre). De ello nos informa Toledo Girau (1944a) en el manuscrito antes comentado.

## 9. Discusión

A partir de la información obtenida en las fuentes originales del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna, como son: el libro de Tomás Gómez escrito en 1667 (Gómez, 2008), la hoja conservada del libro del Padre Espí de 1669 (Toledo Girau, 1940) y en la “Historia Cronológica”, libro verde o “manuscrito del P. Esplugues” de Estevan Gil de 1752 (Mainar Cabanes, 2004), completada con la revisión crítica de la abundante información de la historia del Monasterio (Toledo Girau 1940; 1942; 1944a; 1944b; 1957; 1958; 1992; Ciscar Pallarés, 1997, 1998, Andrés Robres *et al.*, 2008; 2020) se apunta de que los terremotos en la Valldigna destruyeron 3 iglesias y no 2 iglesias como viene siendo mencionado hasta ahora y que aparecen reflejados en la tabla 5.

El terremoto del 7 de noviembre de 1330 causó mucha más destrucción de lo que hasta ahora se ha considerado y marcó por completo el desarrollo posterior del cenobio. El que no aparezca en otras fuentes puede deberse a varios factores, pero entre ellos hay que apuntar la guerra de las Germanías de 1519 a 1523, que tal como se menciona en Martí de Viciano (2005), destruyeron archivos incluido el de Valldigna (Toledo Girau, 1944a). En aquellos días la población predominante hablaba árabe y los escritos de las mezquitas aljamas fueron también destruidos cuando la expulsión de los moriscos en 1609, y la conversión de las mezquitas en iglesias (Gascon Pelegrí, 1981). Sabemos que el edificio del archivo fue destruido durante el terremoto de 1644, antes de la recopilación del Padre Espí en 1669 recogida en parte por Gil (Mainar Cabanes, 2004). Además, puede suponerse que afectaría a menos territorio que el terremoto de 1396, sin embargo, hay que tener en cuenta la falta de las fuentes originales.

Tabla 5: Resumen de los terremotos registrados en la “Historia Cronológica de los abades de el real monasterio de N. Señora de Valldigna” de Estevan Gil (Mainar Cabanes, 2004). La última columna es la estimación de la intensidad según la Escala Macrosísmica de Efectos Ambientales de Terremotos ESI-07 adaptada por Silva *et al.* (2019).

*Table 5: Summary of the recorded earthquakes in the book “Chronological History of the Royal Monastery of N. Señora de Valldigna abbots” by Estevan Gil (Mainar Cabanes, 2004). The last column is the estimated intensity using the Environmental Seismic Intensity Scale ESI-07 adapted by Silva et al. (2019).*

Terremoto	Hora	Abad		ESI 07
7 de noviembre de 1330	3 de la mañana	Fr. Juan Font	Dstrucción de la primera iglesia. Se cambia la configuración del Monasterio.	IX
16 de diciembre de 1396	12 horas	Fr. Luis Rull	Dstrucción de la segunda iglesia, la réplica del 25 de diciembre hunde la torre de las campanas.	X
26 de junio de 1644	5 de la tarde	Fr. Francisco Talavera	Dstrucción de la tercera iglesia y el archivo.	IX
13 de septiembre de 1724	No consta	Fr. Felix Garix	El día anterior a la elección del Abad Fr. Agustín Casanoves.	IV
23 de febrero de 1748	7 de la mañana	Fr. Joseph Miñana	Se interpreta que rompe las ventanas de alabastro. La fecha es dudosa puede corresponder al 23 de marzo de 1748.	VI

El terremoto del 16 de diciembre de 1396 destruyó la segunda iglesia, construida en el emplazamiento de la iglesia actual, tal como se ha comprobado en las excavaciones arqueológicas (Martínez García y Castro Valls, 2014). Produciéndose tres réplicas ese mismo día. La réplica del día de Navidad, 25 de diciembre, produjo la caída de la torre de las campanas cuyos cimientos se localizaron en el crucero de la iglesia actual del siglo XVIII. Dicha serie sísmica afectó en gran medida a la parte norte de la zona de clausura, al hundir la torre y la pared norte de la iglesia.

El terremoto del 26 de junio de 1644 pudo ser una réplica posterior al “Terremoto de Muro de Alcoy” que ocurrió el 19 de junio de 1644. El Padre Espí tomó la información de dicho terremoto de las actas del capítulo, ya que él no empezó a tener relevancia en el Monasterio hasta la visita castellana. En 1666 fue nombrado prior de Valldigna por el visitador Tomás Gómez (Gómez, 2008).

De los terremotos del siglo XVIII, el del 13 de septiembre de 1724 fue entre la recopilación del Padre Espí la entrada en la congregación de Gil, en el abadiazgo de Luis Sanchis (1740-1745 [Mainar Cabanes, 2004]). Este terremoto probablemente no debió causar grandes daños, pero quedó registrado porque al día siguiente tuvo lugar la elección del siguiente abad Fr. Agustín Casanoves. Por lo que no hay mucha información.

El otro terremoto, del 23 de marzo de 1748, pudo ser E. Gil testigo, aunque es curioso que, con lo meticoloso que fue en relatar los hechos importantes del monasterio, pusiera una fecha diferente a las otras fuentes documentales. El terremoto de Estubeny de 1748 hundió el castillo de Montesa, de la Orden de Montesa cuyo protector y visitador era el Abad de Valldigna (Gómez, 2008). Se ha mantenido la fecha del 23 de febrero porque es la fecha que aparece en las fuentes de Valldigna. El hecho sucedió sólo 2 años antes de cuando



comenzó a redactar la “Historia Cronológica”, lo que aumenta la extrañeza. Tampoco tenemos la fuente original (quemada) y pudo entonces, ¿Toledo Girau equivocarse en la copia? En la publicación de Toledo Girau (1957) pone el año de 1747 para el terremoto.

## 10. Conclusiones

El terremoto del Simat del 7 de noviembre de 1330 fue más importante de lo considerado hasta ahora ya que produjo una importante destrucción del Real Monasterio de N. S. de la Valldigna, hundiendo su primera iglesia y tras el cual se cambia la distribución del cenobio.

El terremoto de “Tabernes de 1396” no ocurrió el 18 de diciembre sino el 16 de diciembre de 1396 tal como afirma el padre Espí en 1669 y es recogido por Gil (Mainar Cabanes, 2004) corrigiendo a la fuente considerada como la más fiable, hasta ahora, que es Zurita (1668). Destruyó la segunda iglesia y la torre del lado del dormitorio se hundió en la replica del 25 de diciembre.

El tercer terremoto que afectó al cenobio fue el 26 de junio de 1644 que volvió a hundir la iglesia (esta es la tercera), afectó a la torre de las campanas y al archivo, edificio que no se ha podido localizar.

Finalmente, en las fuentes se mencionan otros dos terremotos más en 1724 y en 1748 que no fueron tan importantes como los anteriores y el único daño que parece que causaron fue la rotura de las placas de alabastro de las ventanas de la iglesia y gran temor en los monjes que organizaron rezos a la Virgen de Gracia.

## Agradecimientos

A Miquel Gallart las interesantes jornadas en el monasterio. Este trabajo se ha financiado por el proyecto PID2020-114381GB-I00 de la Agencia Estatal de Investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación y de fondos NextGenerationEU de la Unión Europea proyecto del

a Generalitat Valenciana GVA-THINKINAZUL/2021/039. Se agradecen los comentarios del editor y dos revisores anónimos.

## Bibliografía

- Andrés Robres, F. (2004). La deriva de *dos* manuscritos: la Historia Cronológica del monasterio de Valldigna de fray Estevan Gil [1750-1752]. Introducción a la edición de la copia de Josep Toledo i Girau de 1932. En: E. Mainar Cabanes, (Ed.), *Historia Cronológica de los Abades de el Real Monasterio de N. Señora de Valldigna Tomo I. Trata de los Abades Perpétuos, Comendatarios, y Trienales de dicho Monasterio, Escrito por un monge del mismo con un Índice al fin en orden Alfabético. Año MDCCL/ Por fray Estevan Gil*. Simat de la Valldigna, Fundació Jaume II el Just (Generalitat Valenciana) - Mancomunitat de Municipis de la Valldigna (Barx, Simat, Benifairó i Tavernes de la Valldigna) - Edicions la Xara, 15-31.
- Andrés Robres, F., Benítez Sánchez-Blanco, R., Ciscar Pallarés, E. (eds.) (2008). *En Reino Extraño Relación de la visita del Real monasterio de Valldigna. Autobiografía, vida cotidiana y lucha política en la España de Carlos II de Fray Tomás Gómez*. Universitat de València, 943 pp.
- Andrés Robres, F., Benítez Sánchez-Blanco, R., Ciscar Pallarés, E. (2020). *El Monasterio rebelde. Monarquía y poder monástico en el Reino de Valencia (1665-1670)*. Marcial Pons Historia, 436 pp.
- Besó Ros, A. (2016). Evocaciones de la Ruina. Destrucción material y formación de la imagen monumental del Monasterio de Santa María de la Valldigna. *Ars Longa*, 25: 317-337.
- Bisbal Cervelló, L. (1984). *Estudio de la distribución de intensidades sísmicas en el ámbito valenciano. Su incidencia en las obras públicas*. Tesis Doctoral Universidad Politécnica de Valencia. 9 tomos.
- Cavanilles, A. J. (1797, reimpresión 1981). *Observaciones sobre la historia natural, Geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia*. Albatros ediciones, Bibliotheca Valenciana, 2 tomos, 236 pp. + 338 pp.
- Ciscar Pallarés, E. (1997). *La Valldigna siglos XVI y XVII cambio y continuidad en el campo valenciano*. Diputación de Valencia. 448 pp.
- Ciscar Pallarés, E. (1998). *Vida cotidiana en La Valldigna (Siglos XVI-XVIII)*. Edicions La Xara. 176 pp.



- Echevarría Arsuaga, A., Rodríguez García, J. M. (2013). *Atlas de la Edad Media*. Editorial Universitaria Ramón Areces, 324 pp.
- Fort i Cogul, E. (1997). *Santes Creus i Valldigna unes quantes notícies de llurs relacions*. Edicions La Xara, Simat de Valldigna, 142 pp.
- Fontseré, E., Iglesias, J. (1971). *Recopilació de dades sísmiques de les terres catalanes entre 1100 i 1906*. Fundació Salvador Vives, 546 pp.
- Gallart i Lloret, M., Martínez García, J. M. (1998): El Castell d'Alfandec de Marinyén. *Revista D.Y.A. del Centre excursionista Tavernes de la Valldigna, XXV Aniversari*, 5: 71-82.
- García-Oliver, F. (1998). *Cistercencs del País Valencià El Monestir de Valldigna (1298-1530)*. Biblioteca d'estudis i investigacions, Tres i Quatre, 38, 321 pp.
- García-Oliver, F. (2003). *La vall de les sis mesquites el treball i la vida a la valldigna medieval*. Universitat de València, 231 pp.
- García, F. y Trenchs, J. (1982): Un abacioligi del monestir de Valldigna, 1295-1536. *Estudios dedicados a Juan Peset Aleixandre*. Universitat de València, vol. 2, 97-127.
- Gascón Pelegrí, V. (1981). *Historia de Tabernes de Valldigna*. Diputación Provincial de Valencia. 481 pp.
- Gimeno Blay, F. (1980). Documentos del fondo de Valldigna (AHN), del papado de Clemente VII. *Boletín de la Sociedad Castellonense de Cultura*, 56, 3-4: 483-505.
- Giner-Robles, J. L., Silva, P. G., Elez, J (2018). Geología de los terremotos de Estubeny (1748 AD) y Tavernes de la Valldigna (1396 AD): Efectos geológicos y su relación con el frente de deformación Bético. *Cuadernos de Campo de Cuaternario*, 4: 43 pp.
- Giner-Robles, J. L., Silva, P. G., Elez, J., Rodríguez-Pascua, M. A., Pérez-López, R., Roquero, E., Bardají, T., Rodríguez Escudero, E. (2015). Efectos geológicos y arqueológicos producidos por el terremoto de Tavernes de la Valldigna de 1396 AD (SE de España). *XIV Reunión Nacional de Cuaternario*, Granada 2015, 207-210.
- Gómez, T. (2008). Relación de lo sucedido en la apostólica y real visita del Real monasterio de Valldigna en el Reino de Valencia, Orden de N. P. S. Bernardo, congregación de Aragón. En: F. Andrés Robres, R. Benítez Sánchez-Blanco, E. Ciscar Pallarés, (eds.), *En Reino Extraño Relación de la visita del Real monasterio de Valldigna Autobiografía, vida cotidiana y lucha política en la España de Carlos II de Fray Tomás Gómez*. Universitat de València, 413-811 pp.
- Grau Escrihuela, A. F. (2009). *Aproximació a la història de la Valldigna de la Cova del Bolomor a la revolució liberal*. Mancomunitat de la Valldigna. 599 pp.
- López Marinas, J. M. (1982). Uno o dos terremotos catastróficos a fines del siglo XIV en el Reino de Valencia. *Revista del Instituto de Estudios Alicantinos*, 36: 59-72.
- Mainar Cabanes, E. (editor) (2004). *Historia Cronológica de los Abades de el Real Monasterio de N. Señora de Valldigna Tomo I. Trata de los Abades Perpétuos, Comendatarios, y Trienales de dicho Monasterio, Escrito por un monge del mismo con un Índice al fin en orden Alfabético. Año MDCCL/Por fray Estevan Gil*. Simat de la Valldigna, Fundació Jaume II el Just (Generalitat Valenciana) - Mancomunitat de Municipis de la Valldigna (Barx, Simat, Benifairó i Tavernes de la Valldigna) - Edicions la Xara, 158 pp.
- Martí de Viciana, R. (2002). *Libro tercero de la Crónica de la ínclita y coronada ciudad de Valencia y de su reino* (J. Iborra, ed.). *Fontes Històriques Valencianes*, 9: Universidad de Valencia. 484 pp.
- Martí de Viciana, R. (2005). *Libro cuarto de la Crónica de la ínclita y coronada ciudad de Valencia y de su reino* (J. Iborra, ed.). *Fontes Històriques Valencianes*, 20, Publicación de la Universitat de València. 586 pp.
- Martínez García, J. M., Campos García, L., Felis Ureña, R. (2007). *Les excavacions arqueològiques al Reial Monestir de Santa Maria de la Valldigna (1991-2005)*. Fundació Jaume II el Just, 215 pp.
- Martínez García J. M., Castro Valls, P. (2014). El monestir de Santa Maria de Valldigna: fases constructives i noves troballes arqueològiques del segle XIV junt al Palau Abacial. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 22-23: 95-106.
- Martínez Solares, J. M., Mezcúa Rodríguez, J. (2002). *Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a. C. -1900)*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid. 253 pp.
- Peñalver López, J. (2013). *Estudio histórico y paleológico del Monasterio de Santa María de la Valldigna*. Proyecto Fin de Grado de la Universidad Politécnica de Valencia. 116 pp. <http://hdl.handle.net/10251/34129>.
- Ripoll, J. (2015). *Simat de Valldigna 1915*. Edición: E. Saneleuterio. Ajuntament de Simat de la Valldigna. 110 pp.
- Silva, P. G., Rodríguez Pascua, M. A. (eds.) (2014). *Catálogo de los efectos geológicos de los terremotos en España*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y Asociación española

- para el estudio del Cuaternario (AEQUA). Madrid. 352 pp.
- Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., Elez, J., Huerta, P., García-Tortosa, F., Bardají, T., Perucha, M.A., Vicente Gómez, P., Pérez-López, R., Lario, J., Roquero, E., Bautista Davila, M.B. (2019). *Catálogo de Efectos Geológicos de los terremotos en España, 2ª Edición (Revisada y ampliada)*. Serie Riesgos Geológicos y Geotecnia, 6. IGME, Madrid. 804 pp.
- Serrano Donet, A. (1996). *El Reial Monastir de Santa Maria de Valldigna: una construcció per a la destrucció*. Edicions La Xara, 212 p.
- Sucías Aparicio, P. (1906). *Monasterios del Reino de Valencia* [manuscrito inédito del fondo bibliográfico Sucías, Hemeroteca Municipal de Valencia], 6 volúmenes.
- Tent-Manclús, J. E., Jordá Guijarro, J. (2018). El redescubrimiento del Marmor Saetabitanum como Mármol Buixcarró. En: J. M. Mata-Pereñó, y J. M. Monasterio J. M. (Eds.), *La minería y la metalurgia histórica en el suroeste europeo: "La minería y metalurgia del centro de la península Ibérica en su contexto nacional e internacional a través de la historia". Libro de preactas del décimo congreso internacional sobre minería y metalurgia en el suroeste europeo*. 63-64.
- Toledo Girau, J (1940). El monasterio de Valldigna. Contribución al estudio de su historia durante el gobierno de sus abades perpetuos: (continuación). *Anales del Centro de Cultura Valenciana*. 1: 2-12.
- Toledo Girau, J. (1942). El monasterio de Valldigna. Contribución al estudio de su historia durante el gobierno de sus abades perpetuos: (continuación). *Anales del Centro de Cultura Valenciana*. 4: 115-122.
- Toledo Girau, J. (1944a). El archivo-biblioteca del Real Monasterio de Valldigna. *Boletín de la Sociedad Castellonense de Cultura*, 19: 72-94. 97-131: 79-83.
- Toledo Girau, J. (1944b). El monasterio de Valldigna. Contribución al estudio de su historia durante el gobierno de sus abades perpetuos: (continuación). *Anales del Centro de Cultura Valenciana*. 8: 13-33.
- Toledo Girau, J. (1957). Compendio histórico de Simat de Valldigna. *Anales del Centro de Cultura Valenciana*, 39: 66-92.
- Toledo Girau, J. (1958). Las aguas de riego en la historia de Valldigna. Obras de investigación histórica, 35. *Boletín de la Sociedad Castellonense de Cultura*. Castellón de la Plana, 88 pp.
- Toledo Girau, J. (1992). *El Castell i la Vall d'Alfàndec de Marinyén des de sa reconquesta per Jaume I fins la fundació del Monestir de la Valldigna per Jaume II*. Ajuntaments de la Valldigna (Barx, Benifairó, Simat i Tavernes de la Valldigna). 89 pp.
- Villalmanzo, J. (1985). El terremoto de 1644. *Saitabi*, 35: 151-158.
- VV. AA. (1927, edición 1985). "Simat de la Valldigna". *Enciclopedia Universal Ilustrada Europeo Americana*. Editorial Espasa-Calpe S. A. Madrid Barcelona. Tomo 56: 340-342.
- VV. AA. (1929, edición 1980). "Valldigna". *Enciclopedia Universal Ilustrada Europeo Americana*. Editorial Espasa-Calpe S. A. Madrid Barcelona. Tomo 66: 1037-1038.
- Zurita, J. (1562). *Los cinco libros postreros de la primera parte de los Anales de la Corona de Aragón*. Çaragoça: en casa de Pedro Bernuz. 692 pp.
- Zurita, J. (1668). *Los cinco libros postreros de la primera parte de los anales de la Corona de Aragon / Compuestos por Geronimo Zurita ... tomo 2*. Impresa en Çaragoça: por los herederos de Pedro Lanaja, y Lamarca...: a costa del mismo Reyno, 1668. 458 pp. Copia digital. En la Biblioteca Virtual de la Diputación de Zaragoza.

Recibido el 10 de septiembre de 2021

Aceptado el 25 de mayo de 2022





**El sistema sedimentario de las playas y campos dunares  
de la costa de Essaouira (Marruecos Atlántico)**

*The sedimentary system of beaches and dune fields  
of the coast of Essaouira (Atlantic Morocco)*

Lharti, S. <sup>(1)</sup>, Flor-Blanco, G. <sup>(2)</sup>, Flor, G. <sup>(2)</sup>

(1) Laboratoire de Géosciences, Eau et Environnement (L-G2E), Faculté des Sciences Agdal-Rabat,  
Université Mohammed V. Rabat, Maroc. [s.lharti@um5r.ac.ma](mailto:s.lharti@um5r.ac.ma)

(2) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo. [gfb@uniovi.es](mailto:gfb@uniovi.es); [gflor@uniovi.es](mailto:gflor@uniovi.es)

**Resumen**

La costa central atlántica de Marruecos está constituida por playas arenosas disipativas de escala kilométrica y campos dunares asociados, principalmente fijados artificialmente, que puede sectorizarse en tres segmentos desde la ciudad de Essaouira hacia el N y el S. Estos conjuntos de playas y dunas se caracterizan desde la perspectiva sedimentaria mediante los parámetros granulométricos y del componente bioclástico, incluyendo su relación con el tamaño medio de grano, la distribución por fracciones de gruesos a finos y grupos biológicos principales. Con estos datos, se deducen cualitativamente las transferencias arenosas longitudinales y transversales como una parte de la deriva de playa y desde ésta a los campos dunares adyacentes, respectivamente.

**Palabras clave:** playas arenosas; dunas; parámetros granulométricos; bioclastos carbonatados; Essaouira; Marruecos.

**Abstract**

The central Atlantic coast of Morocco is constituted by dissipative kilometer-long sand beaches and associated complex dunes, mainly artificially fixed. It can be sectorized into three segments from the city of Essaouira to the N and to the S. Sediment characterization of beaches and aeolian dune belts is established from the grain-size parameters, and the bioclastic component, including their relation to the average grain size, the distribution through the coarser to finer sizes, and main biological groups. With these data it is possible to deduce qualitatively the longitudinal and transverse sedimentary transfers of sand as part of the littoral drift, and from it to the adjacent dune fields, respectively.

**Keywords:** sand beach; dunes; grain parameters; carbonate bioclasts; Essaouira; Morocco.



## 1. Introducción

La costa de la ciudad de Essaouira está ubicada en el Atlántico marroquí, a 170 km al O de Marrakesh y a 310 km al SO de Casablanca. Es una costa baja arenosa interrumpida por afloramientos rocosos acantilados en el entorno de la ciudad, incluida la isla de Mogador, con desniveles inferiores a 10 m, y el reborde del cabo Sim en posiciones más meridionales con acantilados de hasta 50 m de altura (Fig. 1).

El clima costero es insular moderado ( $M_m < 15^\circ\text{C}$ ) con temperaturas mínimas de  $13,8^\circ\text{C}$  en enero y  $19,6^\circ\text{C}$  en agosto y septiembre, siendo la media anual de  $16,65^\circ\text{C}$  (Allam y Houmimyd, 1990), anormalmente fresca para esa latitud. Las precipitaciones se producen durante 40 días al año, variando de 400 a 800 mm/año, repartidas desde octubre a mayo, con el máximo en noviembre de 53 a 57 mm y una estación seca desde junio a septiembre (Weisrock, 1980). Según la clasificación de Köppen, corresponde al subtipo *Bsh*: estepa de latitudes medias y desértico (<https://www.essaouira.climatemps.com/>).

La alineación costera NE-SO (Fig. 1) se escalona desde Essaouira en diferentes tramos hacia el S, donde el sustrato rocoso aflorante, representado por eolianitas y afloramientos cretácicos, controla esta distribución. Se desarrolla un amplio prisma arenoso que incluye playas mesomareales, generalmente disipativas con amplias terrazas de bajamar, y otros tramos en que toda o una parte del intermareal inferior está ocupado por plataformas de eolianitas.

El sustrato rocoso en esta franja costera está constituido, principalmente, por eolianitas pleistocenas (Flor-Blanco *et al.*, 2013), que enlazan hacia el interior con otras formaciones eólicas más antiguas (Magrebiense: Plioceno).

Inmediatamente por detrás de la playa alta, se generaron dunas embrionarias, que ocu-

pan una franja muy estrecha, desigualmente desarrolladas y de persistencia efímera. Hacia tierra, se construye un cordón dunar artificial de mayor magnitud y extensión con ramales, estacas y entrelazados vegetales y, en el tramo septentrional, algunas dunas activas están desconectadas de la banda funcional playa/dunas, comportándose como dunas continentales. Sulzlee (1963) detalla las labores de fijación que se practicaron sobre las dunas con el objeto de asegurar la protección en este entorno, así como el aprovechamiento forestal.

En los sedimentos arenosos de la costa de Essaouira predominan los siliciclásticos (cuarzo), suministrados por el sistema fluvial del río Tensift (Flor-Blanco *et al.*, 2013), siendo testimoniales los minerales pesados. Le sigue en importancia el componente biogénico utilizado como trazador natural para determinar las pautas de su dispersión, bien incluyendo el conjunto biótico (Flor *et al.*, 1982) o algún grupo determinado (Gao y Collins, 1995; Benavente *et al.*, 2005; Vieira y Manso, 2017).

Los bioclastos son los componentes más jóvenes y renovables del propio medio costero (Bone *et al.*, 2006), que forman parte del sedimento arenoso y derivan de organismos vivos con caparazones, conchas o elementos de protección. Se fragmentan por la acción mecánica del oleaje, principalmente, así como por corrientes y mareas, desgastándose a largo plazo (Bird, 2008). Por su parte, la dureza del cuarzo lo predispone para que tenga un mayor tiempo de residencia en el medio costero.

En una publicación anterior, Flor-Blanco *et al.* (2013) clasificaron, identificaron las tipologías de las dunas costeras y su distribución, y se estimaron los volúmenes arenosos como factor necesario para evaluar las medidas de estabilización de las mismas. En este trabajo se caracterizan sedimentológicamente los depósitos arenosos de playas y campos dunares activos y fijados, particularizadas por los parámetros granulométricos y un mayor énfasis en la composición carbonatada biogé-



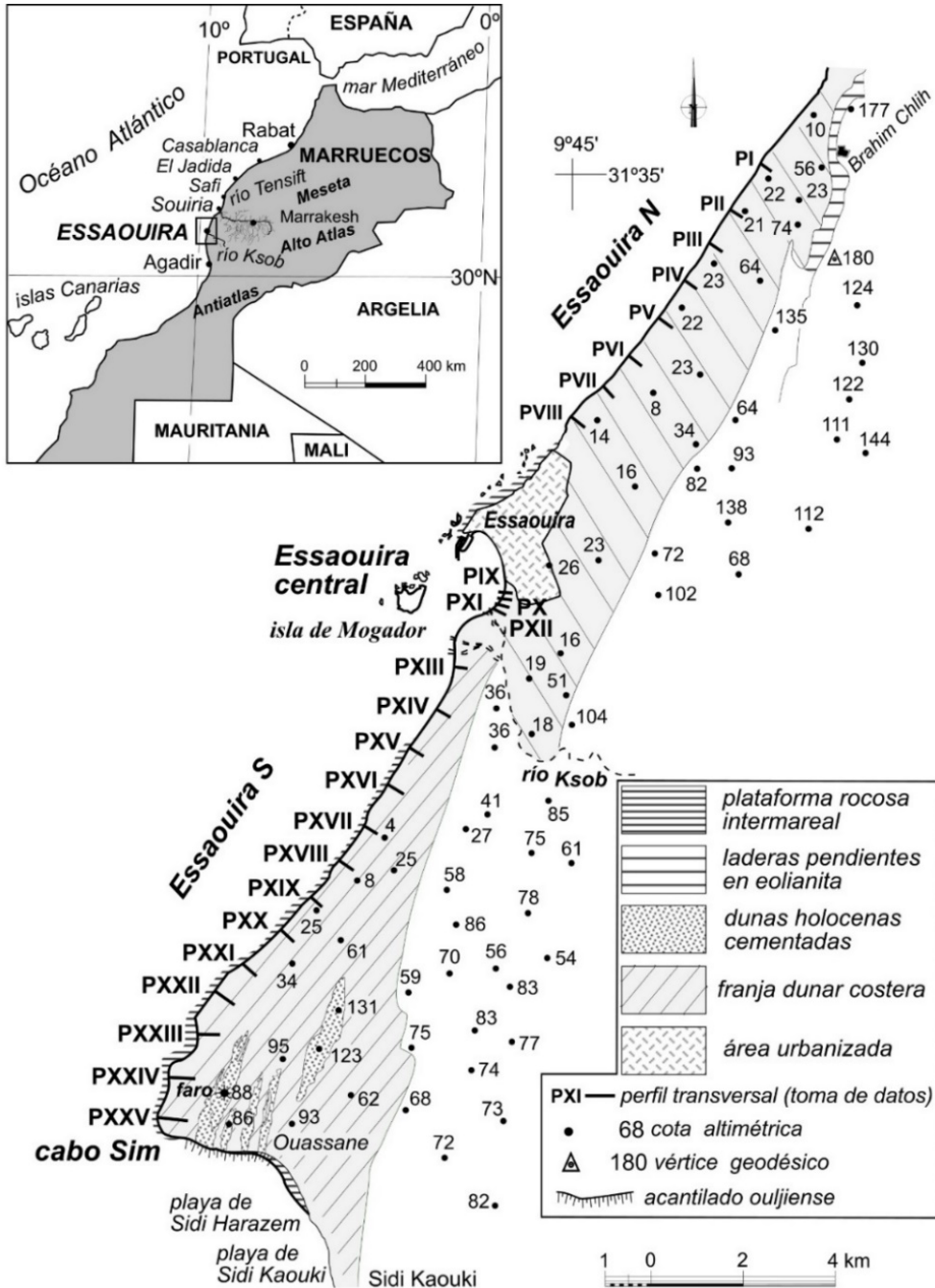


Figura 1. Situación de la costa de Essaouira en la fachada atlántica noroccidental de Marruecos y perfiles de toma de datos, repartidos en tres tramos: Essaouira N (I-VIII), central (IX a XII) y S (XIII a XXV). Se incluyen las alturas de la franja litoral, el amplio conjunto dunar eólico por detrás de las playas y la plataforma rocosa intermareal.

Figure 1. Situation of the Essaouira coast on the northwestern Atlantic coast of Morocco and data collection profiles, divided into three sections: Essaouira N (I-VIII), central (IX a XII) and S (XIII a XXV). The heights of the coastal belt are included, as well as the large aeolian dune complex by behind the beaches and the intertidal rocky platform.

nica: totales y por fracciones, relación con los tamaños medios de grano y grupos biogénicos representados. De sus distribuciones en el amplio segmento costero, se deducen las transferencias sedimentarias longitudinales por deriva litoral, y en las transversales, resultado de la construcción de los depósitos dunares, se detallan los procesos sedimentológicos resultantes.

## 2. Agentes dinámicos

Esta costa está afectada por vientos alisios del NNE y NE más o menos paralelos al perfil costero NE-SO. Los del NNE persisten hasta octubre para girar al NE. (Fig. 2A); desde febrero a marzo, predominan los NE, pero de baja intensidad; en marzo, se sustituyen por los NNE, consecuencia del posicionamiento

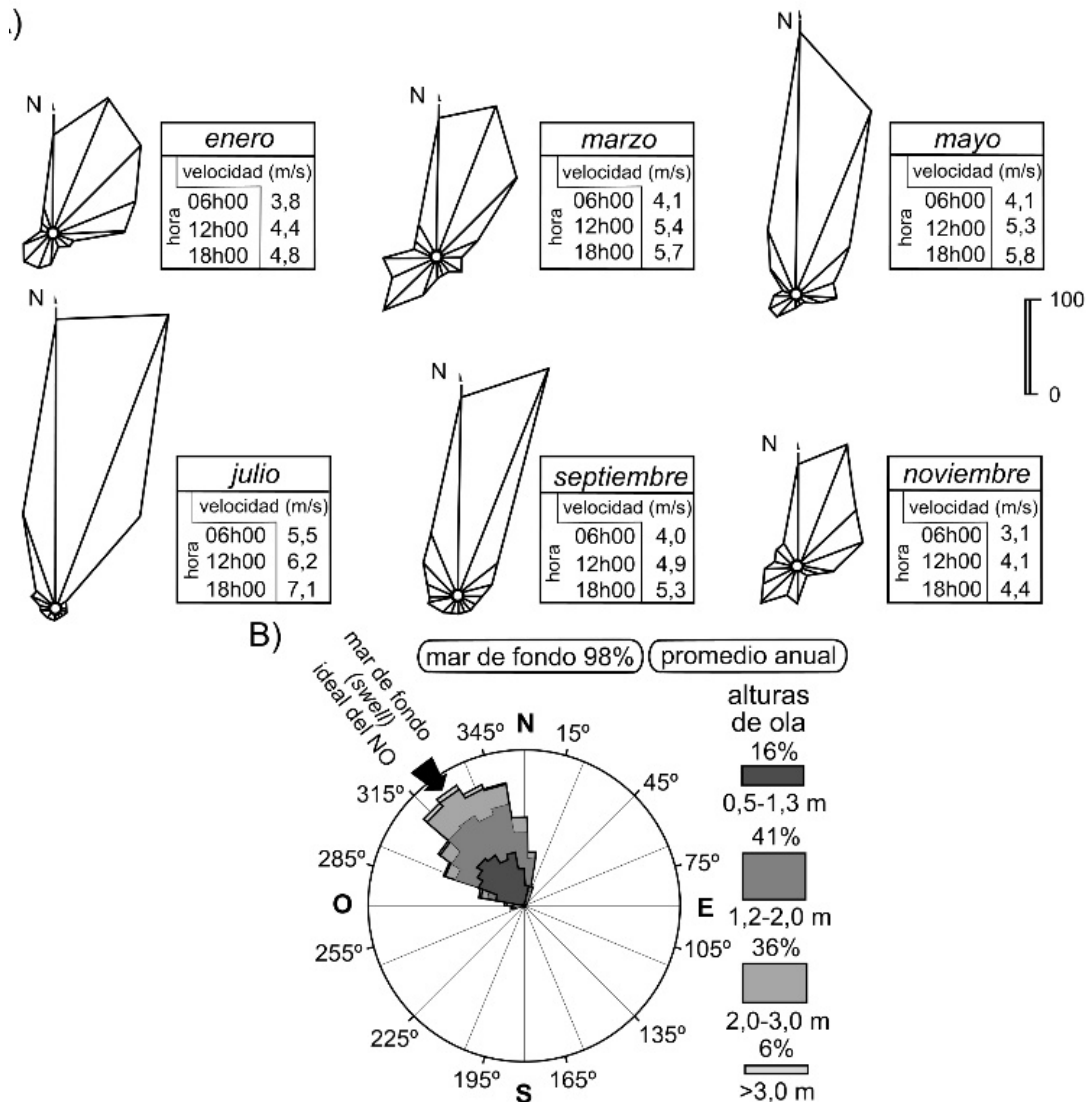


Figura 2. A) Régimen de vientos para cada dos meses, incluyendo el parámetro direccional y las velocidades medias a lo largo del día (Weisrock, 1980). B) Rosa de oleajes de calma (mar de fondo) que se propagan sobre la costa de Essaouira (<https://fr.surf-forecast.com/breaks/Essaouira/surf-stats>).

Figure 2. A) Wind regime for every two months, including the directional parameter and the average speeds throughout the day (Weisrock, 1980). B) Rose of swell waves in Essaouira (<https://fr.surf-forecast.com/breaks/Essaouira/surf-stats>).

del anticiclón de las Azores en una latitud más alta.

Los oleajes dominantes provienen del NNO, seguidos del NO (Fig. 2B) y llegan casi frontalmente a la costa, pero se refractan formando un ángulo con la alineación principal, lo que permite un transporte arenoso neto hacia el S, como corrientes de deriva de playa. El régimen de olas de fondo tiene periodos de 6 a 10 segundos, generado por las tormentas del Atlántico Norte. Las alturas significantes, en periodos de calma, varían de 1 a 3 m, pudiendo superar los 5 m en otoño.

Las mareas son semidiurnas y los rangos mesomareales (Jaffar, 2012), pudiendo las vivas alcanzar casi 4 m y las muertas 0,83 m, siendo la media de 1,58 m. En condiciones de bajas presiones atmosféricas, durante procesos extremos con oleajes de temporal, las pleamares vivas pueden rebasar los 4 m con una sobre elevación de hasta 0,5 m (Jaffar, 2012). También los tsunamis han dejado evidencias en el litoral marroquí, mejor documentados los efectos destructivos sobre algunas ciudades costeras próximas, como Agadir, Safi, Casablanca y El Jadida (Fig. 1), donde se registraron sobre elevaciones de hasta 23 m (Mellas, 2012).

Todo el amplio segmento costero septentrional, representativo de una costa baja, ha construido un prisma arenoso con una cierta continuidad, solo interrumpido por afloramientos rocosos, tanto formando acantilados como plataformas rocosas. El sistema fluvial del río Tensift desemboca en la ciudad de Souiria (Fig. 1), a unos 70 km al N de Essaouira. Tiene una cuenca hidrográfica de 19.850 km<sup>2</sup> y una aportación de 768,8 Mm<sup>3</sup>/año (1970-2002). La degradación específica varía de 200 a más de 3.000 t/km<sup>2</sup>/año (DNS-LE, 2006). Los transportes sólidos medios se han estimado en 200 t/km<sup>2</sup>/año (Haida *et al.*, 1996), deduciéndose que se trata del mayor aportador de fracciones sedimentarias al flujo costero para construir el prisma arenoso, incluyendo las deflacionadas para desarrollar la franja de dunas costeras.

El río Ksob desemboca justo al S de la bahía de Essaouira con una cuenca hidrográfica mucho menor: 1.480 km<sup>2</sup> (Fig. 1), aunque juega un papel importante como suministrador de la carga sólida a la bahía de Essaouira (El Mimiouni, 2009; Lahmadi, 2013).

### 3. Metodología

Se levantaron 25 perfiles topográficos transversales (I-XXV), en dirección N-S (Fig. 1), desde la parte alta de la playa y la franja dunar activa hasta las dunas vegetadas artificialmente para lo que se dispuso de una cinta métrica enrollable Maurer de 30 m y, para detalles mayores, un distanciómetro laser Leica D5 y una brújula Meridian MG-3101 con clinómetro. Las coordenadas geográficas se adquirieron con un GPS portátil (Garmin 76) con una precisión <3.0 m y un altímetro/barómetro manual Thommen tipo 3B4 (precisión ± 5,4 m) para áreas más elevadas. Ante la inexistencia de mapas topográficos de detalle se consultaron las fotos satelitales de Google Earth de gran calidad en esta costa marroquí del año 2007, dentro de cuya década final se llevó cabo esta investigación.

Se han espaciado 1 km, excepto en la playa meridional de Essaouira (Fig. 1) que se muestrearon a intervalos de 200 m, solo donde se habían construido campos dunares efímeros. Se tomaron 284 muestras arenosas superficiales al azar, una o dos de la parte alta de la playa y varias de los campos dunares activos y del cordón dunar artificial, generalmente vegetado (Fig. 3).

Las arenas se lavaron repetidamente con agua dulce para eliminar impurezas, evitando la pérdida de fracción alguna. Se tamizaron mecánicamente en seco, a partir de 100 g de muestra problema, en una vibradora AS 200 (RETSCH), incorporando tamices a intervalos de 0,50  $\phi$ , desde -1,0  $\phi$  (2,0 mm) a +4,0  $\phi$  (0,0625 mm), pesándose las fracciones de cada tamiz.

Se aplicó el programa *GRADISTAT* (Blott y Pye, 2000), obteniendo gráficas acumuladas en

papel probabilístico para extraer los parámetros de rango del centil (1% más grueso) y de relación: media ( $Mz$ ), calibrado ( $\sigma_1$ ), asimetría ( $Sk_1$ ) y angulosidad ( $KG$ ), según Folk y Ward (1957).

Se han aplicado análisis de las relaciones bivariantes, contrastando la media ( $Mz$ ) con los restantes parámetros granulométricos de relación. Este tipo de análisis permitió reconocer ambientes sedimentarios (Martins, 2003) y, en este caso, para determinar las diferentes modalidades de transporte (Tanner, 1991).

Predominan los granos de cuarzo y fragmentos carbonatados biogénicos, apareciendo en las fracciones finas numerosos organismos enteros (foraminíferos) o escasamente rotos (briozoos). La proporción de siliciclastos y carbonatos se ha calculado mediante diferencias de pesada antes y después de ataque con CIH al 30%, referido a los carbonatos. En todas las muestras, se determinó el porcentaje total y, en algunas seleccionadas, sobre la totalidad de las fracciones granulométricas (desde  $0,0 \phi$  a  $4,0 \phi$ ).

En 23 muestras al azar de playas y dunas, se contabilizaron 100 bioclastos bajo la lupa binocular Zeiss (máximo  $50 \times 10$  aumentos), identificando los grupos biogénicos. La mayoría de los fragmentos aparecían muy desgastados e irreconocibles, por lo que se incluyó la clase de indeterminado, en primera instancia y, posteriormente, se realizó el recálculo definitivo.

## 5. Resultados

### 5.1. Playas y dunas costeras

La banda costera estudiada tiene una dirección NE-SO en una longitud de unos 24,5 km, interrumpida por el segmento rocoso de la ciudad de Essaouira (2,75 km). El sector septentrional, muy rectilíneo, tiene 8 km y el meridional, con un perfil algo escalonado en planta, es de 13,5 km. Las anchuras del cordón dunar son muy variables, pero no suelen

rebasar los 175 m, mayor al N de Essaouira y dicho cordón acaba desapareciendo en ambos extremos. También las alturas de las dunas fluctúan, pero siempre dentro de cifras por debajo de los 12 m.

Se distinguen tres grandes conjuntos en sentido longitudinal NE-SO, desde las primeras dunas y su fijación artificial al NO de la localidad de Brahim Chlih, hasta las cercanías del cabo Sim en el extremo meridional. Son *Essaouira N*, *Essaouira central* con una extensión menor y *Essaouira S*; a su vez, la septentrional y meridional se subdividieron en dos tramos (Fig. 1).

- Las playas arenosas son subrectilíneas y de escala kilométrica que, en el S de Essaouira, contienen una plataforma rocosa en la zona intermareal inferior, más extensa hacia el S. Morfodinámicamente, son playas disipativas con desarrollo incipiente de la terraza de bajamar (barra o *ridge* y surco o *runnel*).
- En Essaouira N, sobre la parte alta de la playa, se desarrolla una franja de anchura métrica de dunas embrionarias con geometrías variadas: láminas y tablas horizontales de deflación, dunas longitudinales, barjanes, etc. Las dunas internas activas son transversas, barjanoideas o aklés (barjanes y linguoides) con crestas oblicuas NNE-SSO respecto a la orilla NE-SO. Ambas franjas dunares próximas a la playa se construyen por deflación y destruyen por temporales fuertes, reconstruyéndose posteriormente; los vientos del S las retocan, conformando dunas reversas en el sentido de McKee (1979).
- Cordón dunar artificial, que está situado hacia tierra en la posición más interna, representado por lo que Kilibarda *et al.* (2014) denominan cordón antropogénico. En Essaouira N, se pueden generar hasta dos crestas sucesivas, separadas por un surco laxo y también culminando con una superficie subplana. En la mayor parte de Essaouira S, el borde de barlovento está en

fase de retroceso y algunas dunas activas en este sector se adosan temporalmente como dunas remontantes de tipo tabular.

- Dunas intrusivas activas que llegan, localmente, hasta el cordón fijado, como dunas activas tipo aklé, e incluso remontándolo como dunas tabulares transgresivas.

### 5.2. Granulometrías

Los parámetros de rango y relación, y el contenido carbonatado bioclástico se han promediado (Fig. 3) para cada unidad morfosedimentaria y dinámica: playa emergida y dunas activas, fijadas, intrusivas y continentales. Estas últimas son muy activas en el extremo meridional donde los volúmenes sedimentarios son los menores de todo el conjunto (Flor-Blanco *et al.*, 2013).

Desde las inmediaciones de Brahim Chlih (Fig. 1), el campo dunar artificial se ensancha hacia Essaouira, favorecido por las labores de fijación dunar con ramaje, estacado y plantación vegetal. La banda septentrional de la playa de Essaouira N está representada por arena fina: 2,71  $\phi$  (0,15 mm), que disminuye hacia los campos dunares, sin contrastes netos (Fig. 3). En el tramo meridional, el tamaño de grano de la playa aumenta ligeramente a 2,66  $\phi$  (0,16 mm), manteniendo las arenas dunares la misma cifra. También los calibrados son muy similares en ambas zonas N y S, dentro de la categoría de excelentes (0,24  $\phi$  y 0,25  $\phi$ ), mejorando desde la playa cuanto más hacia el interior, más evidente en la mitad septentrional de Essaouira N. Las asimetrías, siempre negativas son parecidas (-0,15 y -0,20), lo mismo que las angulosidades medias y los carbonatos (24,2 y 24,45%, respectivamente. Fig. 3).

En Essaouira central, los parámetros siguen pautas similares (Fig. 3). Las arenas son finas (2,48  $\phi$ ), ya que la configuración acantilada del contorno urbano de Essaouira, al N, determina la aparición de un sector protegido por los oleajes que se propagan hacia el S (Fig.

2B). Los calibrados son muy buenos (0,35  $\phi$ ) y excelentes (0,29  $\phi$ ). Los porcentajes carbonatados son mínimos del 13%, como respuesta a la deflación más efectiva sobre las fracciones finas, menos carbonatadas, y aportaciones siliciclásticas del río Ksob.

En el amplio sector de Essaouira S (Fig. 3), los tamaños medios son algo superiores al segmento central, aumentando de N a S, desde 2,48  $\phi$  a 2,29  $\phi$  (0,18 a 0,21 mm) (arena fina), probablemente por el alto porcentaje de los carbonatos biogénicos, que llegan a superar el 50%; además, el flujo arenoso selecciona estos componentes hacia el S. Apenas si existen variaciones hacia los campos dunares y dentro de ellos. Los calibrados de la playa empeoran hacia el S desde muy buenos (0,36  $\phi$ ) a buenos (0,53  $\phi$ ), y desde la playa a las dunas empeoran, salvo en las dunas intrusivas, siempre muy bien calibradas, quizá debido al mayor poder selectivo del viento en esta área. En la franja meridional, las dunas tienen calibrados buenos en contacto con la playa y moderadamente calibradas en las fijadas (0,96  $\phi$ ) y activas continentales (0,73  $\phi$ ).

### 5.3. Relaciones bivariantes Mz-calibrado/asimetría/kurtosis

En las gráficas (Fig. 4), se configuran nubes de puntos alabeadas, simples o complejas, que se subdividen en tramos inclinados con diferentes puntos de inflexión, bien sea culminando en codos en V o en A (Martínez Cedrún *et al.*, 2014). Se subdividen convencionalmente en cargas de fondo y en suspensión (Allen, 1984); el primero se considera como un movimiento continuo sobre el fondo que se reparte, según tamaños más gruesos a más finos (mayor a menor energía), entre las modalidades de transporte por arrastre, rodamiento, saltación (limitado), éste referido como suspensión intermitente (Middleton, 1976), y suspensión (carga en suspensión). Otros proponen la reptación en ámbitos eólicos (Ungar y Haff, 1987; Clemmensen, 1993) en que los granos mayores de 1,0 mm (Sharp, 1966) pueden colisionar con las partículas de



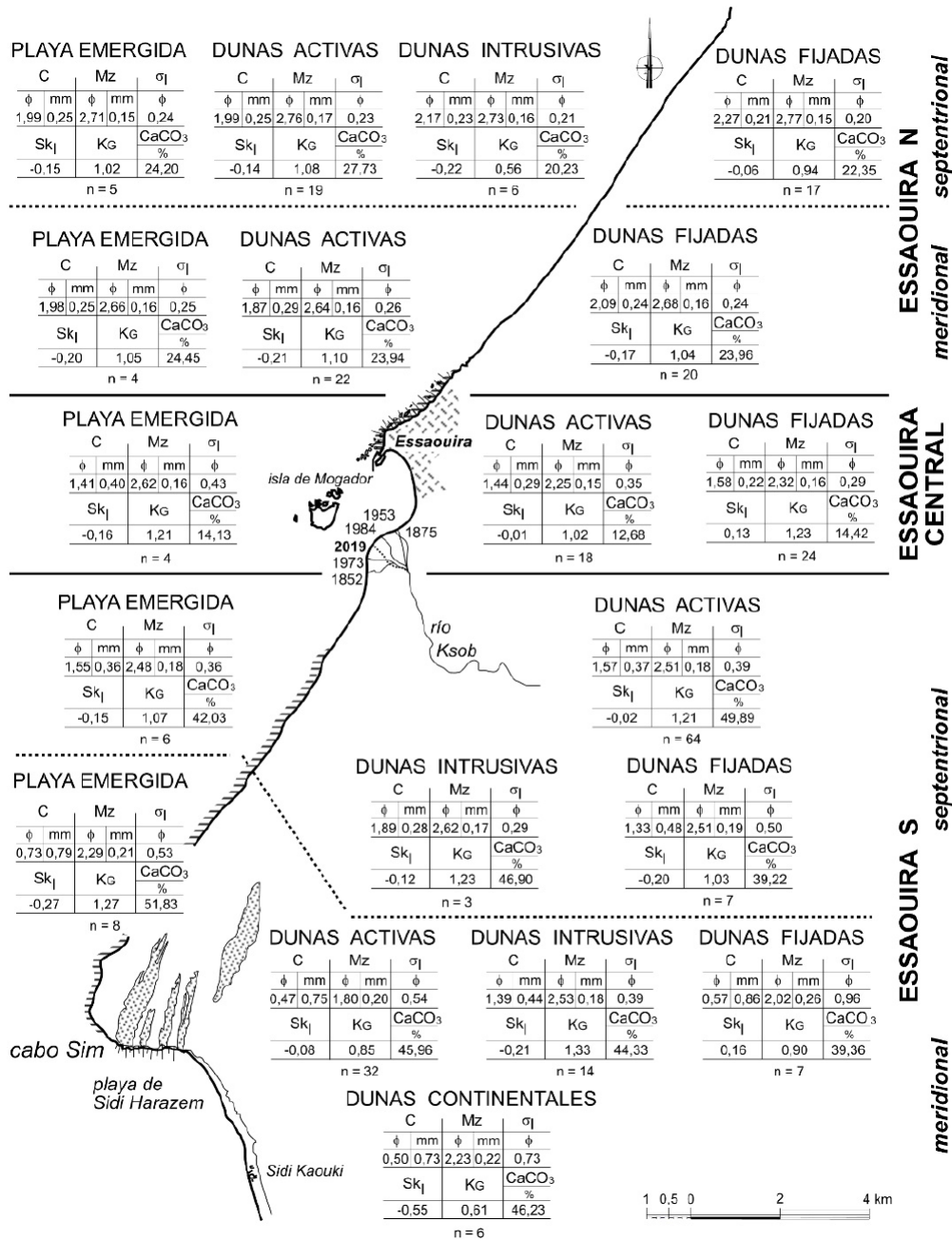


Figura 3. Promedios de los parámetros granulométricos de rango (C) y relación (Mz,  $\sigma$ , Sk<sub>I</sub> y KG) y del contenido carbonatado (%), que se reparten por las tres franjas costeras de Essaouira N, central y S; y, en la primera y última, subdividiéndolas en sus correspondientes mitades septentrional y meridional. Se consignan las muestras representativas (n). La desembocadura del río Ksob (S de la ciudad de Essaouira) ha experimentado numerosas posiciones registradas desde finales del siglo XIX (El Mimouni et al., 2014).

Figure 3. Averages of the granulometric parameters of range (C) and relation (Mz,  $\sigma$ , Sk<sub>I</sub> and KG) and of the carbonate content (%), which are distributed by the three coastal belts of N, central and S Essaouira, in the first and last areas, subdividing them into their corresponding northern and southern sectors. Representative samples (n) are reported. The mouth of the Ksob river (S of the city of Essaouira) has experienced numerous recorded positions since the end of the 19th century (El Mimouni et al., 2014).

la superficie para desplazarse a velocidades inferiores a las que se requiere para moverlas solamente por el viento.

Se deducen las tendencias lineales según la modalidad del transporte, a partir del tamaño de la velocidad crítica, donde la banda cambia de pendiente ( $V_{s-r}$  y  $V_{r-s}$ ), entre arrastre sobre el fondo (poco representado) y rodamiento ( $V_{s-r}=1,4 \phi$ ). El redondeamiento y la suspensión uniforme, marcada por el tamaño  $V_{r-s}=2,4 \phi$ , propio de la saltación, es el más importante en ambientes eólicos (Bagnold, 1941; van Rijn, 2018).

En Essaouira N y central, el transporte dominante, incluida la transferencia al conti-

nente para construir depósitos dunares, se lleva cabo por suspensión. Se trata de un sedimento arenoso muy homogeneizado, que ha experimentado un largo transporte y una selección muy intensa que se traduce en fracciones finas y calibrados muy buenos ( $\sigma_1 < 0,40 \phi$ ).

En Essaouira S, se incorporan fracciones más gruesas con un abanico más amplio de tamaños y calibrados. Las fracciones medias más finas siguen tendencias a curvas cada vez más positivas a medida que se reduce el tamaño medio de grano. Esta tendencia es similar cuando la modalidad de transporte es por saltación o suspensión uniforme en la cual, desde el tamaño crítico de  $2,40 \phi$  hasta el de

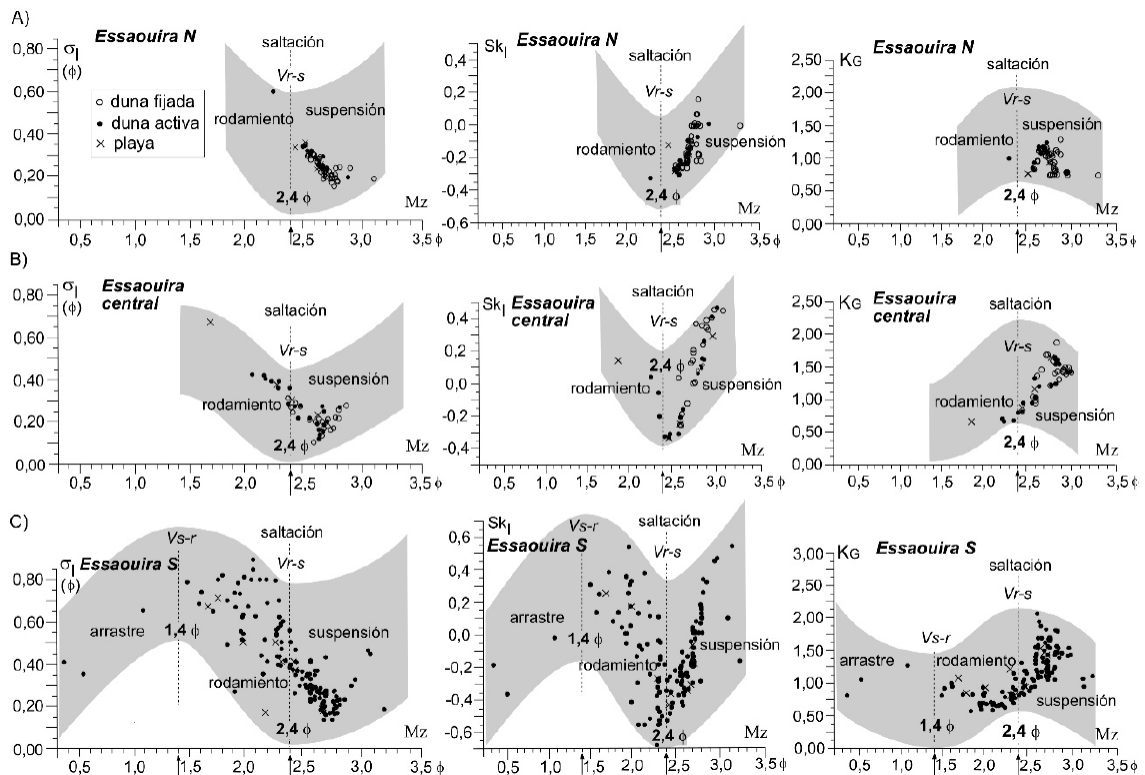


Figura 4. Contrastes de la media ( $M_z$ ) con los restantes parámetros de relación: A)  $\sigma_1$ , B)  $Sk_1$  y C)  $K_G$  en cada uno de los sectores costeros de Essaouira. Se deducen los tamaños representativos ( $M_z$ ), que limitan las modalidades de transporte suspensión-rodamiento ( $2,40 \phi$ ) y rodamiento-arrastre por el fondo ( $1,40 \phi$ ).

Figure 4. Simple bivariate correlations between the mean ( $M_z$ ) and the other granulometric parameters of relation: A)  $\sigma_1$ , B)  $Sk_1$ , and C)  $K_G$  in each coastal sector of Essaouira. The representative sizes ( $M_z$ ) are deduced, which the transport limit of suspension-rolling ( $2.40 \phi$ ) and rolling-gliding drag ( $1.40 \phi$ ).

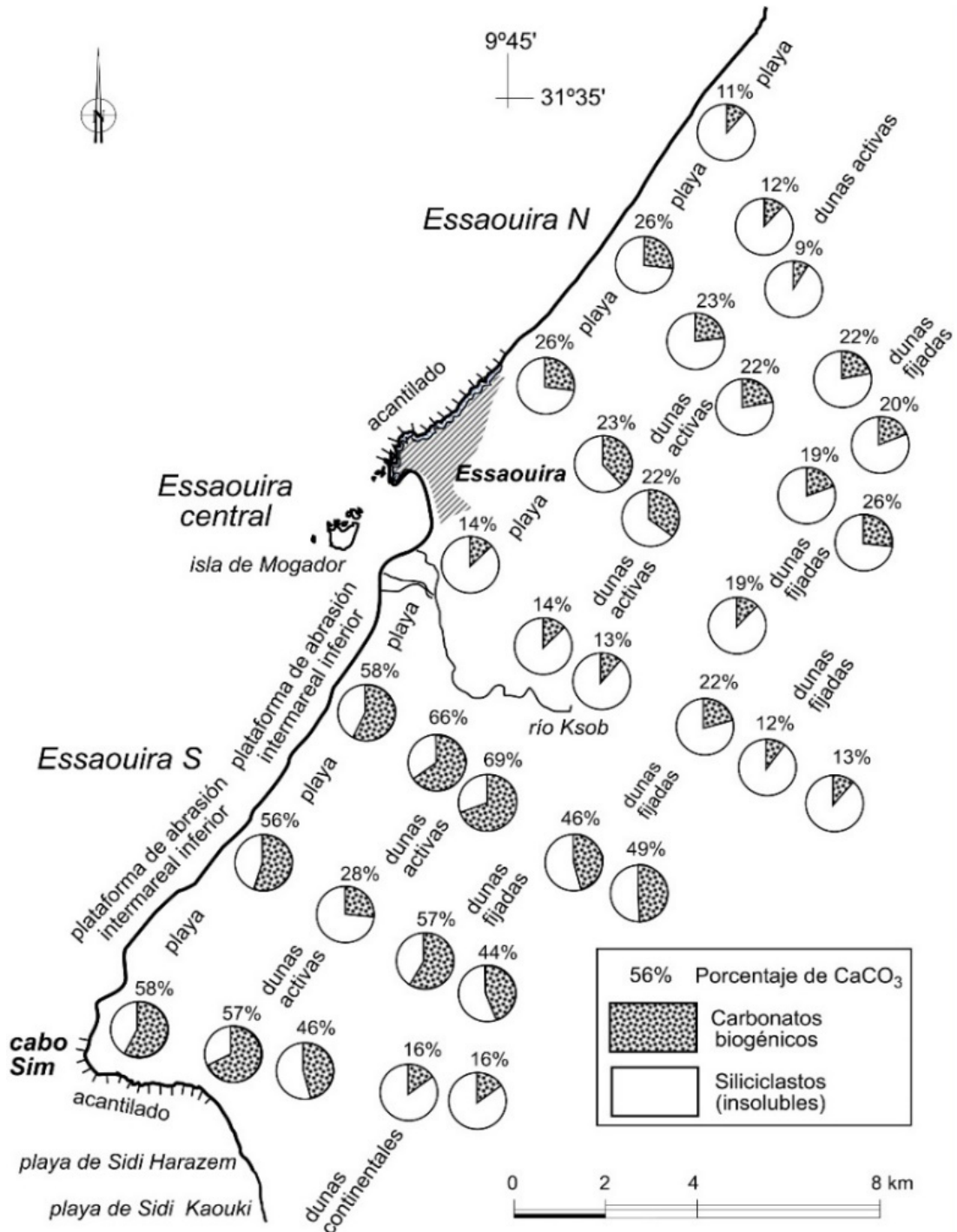


Figura 5. Porcentajes carbonatados promediados en perfiles transversales, desde la playa emergida al interior del campo dunar, en los sectores de la costa de Essaouira. Cada círculo representa una muestra del total para cada unidad más representativa: playa, dunas activas, dunas fijadas y las continentales del extremo meridional.

Figure 5. Average carbonate percentages in cross-sectional profiles, from the emerged beach to the inner dune field, along the sectors of the Essaouira coast. Each circle represents a sample of the total for each most representative unit: beach, active dunes, fixed dunes, and the southernmost continental ones.

1,40  $\phi$ , cuanto más grosero se hace el tamaño medio, las curvas tienden a más positivas. La modalidad del transporte dominante es por rodamiento al incrementarse el tamaño medio de grano, y las curvas se hacen progresivamente más negativas. Las nubes representativas del transporte en suspensión uniforme están representadas desde el tamaño de 2,40  $\phi$  hacia los más finos, lo mismo que entre este valor y el superior de 1,40  $\phi$  que, al incrementarse el tamaño, las curvas se hacen más chatas.

#### 5.4. El componente carbonatado biogénico

En Essaouira N, los porcentajes carbonatados son inferiores al 25% y la tendencia, aunque irregular, es a disminuir desde la playa a las dunas más internas (Fig. 5). En Essaouira central, son mínimos del 13%, pero con algún máximo (22%) en áreas internas. En el amplio segmento de Essaouira S, los carbonatos biogénicos son los más elevados, superando el 50%; se incrementa localmente donde hay mayor exposición o energía del oleaje incidente; los menores contenidos ocupan zonas de calma y abrigadas (Flor, 1978; Aouiche, 2016), así como en las dunas activas continentales (16%) de la costa meridional. En este tramo, la existencia de una superficie intermareal inferior de naturaleza rocosa se constituye como área suministradora de bioclastos. Puede intervenir el proceso de *upwelling* por vientos alisios, debido al efecto Ekman, por el cual las aguas costeras se mueven mar afuera, siendo sustituidas por aguas frías, cuyos elevados contenidos nutrientes benefician una mayor productividad biótica en la plataforma rocosa.

Existe una cierta tendencia a disminuir los contenidos carbonatados en los campos dunares y tierra adentro, así como hacia el S (mínimo del 16%), con variaciones irregulares dentro de los más internos (Figs. 3, 5). El carbonato en muestras dunares de Essaouira tiene una procedencia eólica a partir de los bioclastos marinos (Simone, 2000), que forman parte del sedimento arenoso de la playa.

#### 5.4.1. Porcentajes carbonatados por fracciones

Las distribuciones de los porcentajes carbonatados biogénicos en las fracciones granulométricas de cada muestra seleccionada (Fig. 6) revelan una distribución bimodal: máximos en los tamaños más gruesos (1,0 y 1,5  $\phi$ ) y más finos (3,5 y 4,0  $\phi$ ) de la distribución. Se deducen tendencias en ciertos casos por las cuales disminuye el contenido carbonatado hacia las fracciones finas.

Tomando como referencia los tamaños en que una misma muestra alcanza el mínimo o si es bimodal, se detecta que, en Essaouira N septentrional y meridional, las distribuciones del porcentaje carbonatado son simples y los mínimos dominantes lo hacen en 3,0  $\phi$ . En Essaouira central, disminuye el porcentaje casi continuamente hasta 3,5  $\phi$ , para incrementarse hacia la más fina (4,0  $\phi$ ). En Essaouira S septentrional, es similar a Essaouira N septentrional, mientras que, en la S meridional, disminuye hasta 2,0  $\phi$  y 3,0  $\phi$ , para disminuir hasta 4,0  $\phi$ .

#### 5.4.2. Relación bivalente Mz-CaCO<sub>3</sub> biogénico

Este contraste relaciona el grado de homogeneización de los fragmentos de organismos calcáreos, junto con el componente siliciclástico, a través del tamaño medio de grano (Fig. 6). Pueden ser utilizados como parámetros energéticos, puesto que existe una tendencia a incrementarse su porcentaje cuanto mayor es el tamaño medio de grano. El tamaño medio de los componentes carbonatados biogénicos es mayor que el del residuo insoluble, que está constituido principalmente cuarzo, como encontraron Pilkey *et al.* (1967) en la costa de Georgia (USA).

También, para sopesar el grado de afinidad de ambos componentes, se ha analizado bajo la perspectiva de la correlación lineal (Fig. 7), la cual está menos definida en los tramos de Essaouira N ( $r = 0,32391$ ) y algo peor en Essaoui-

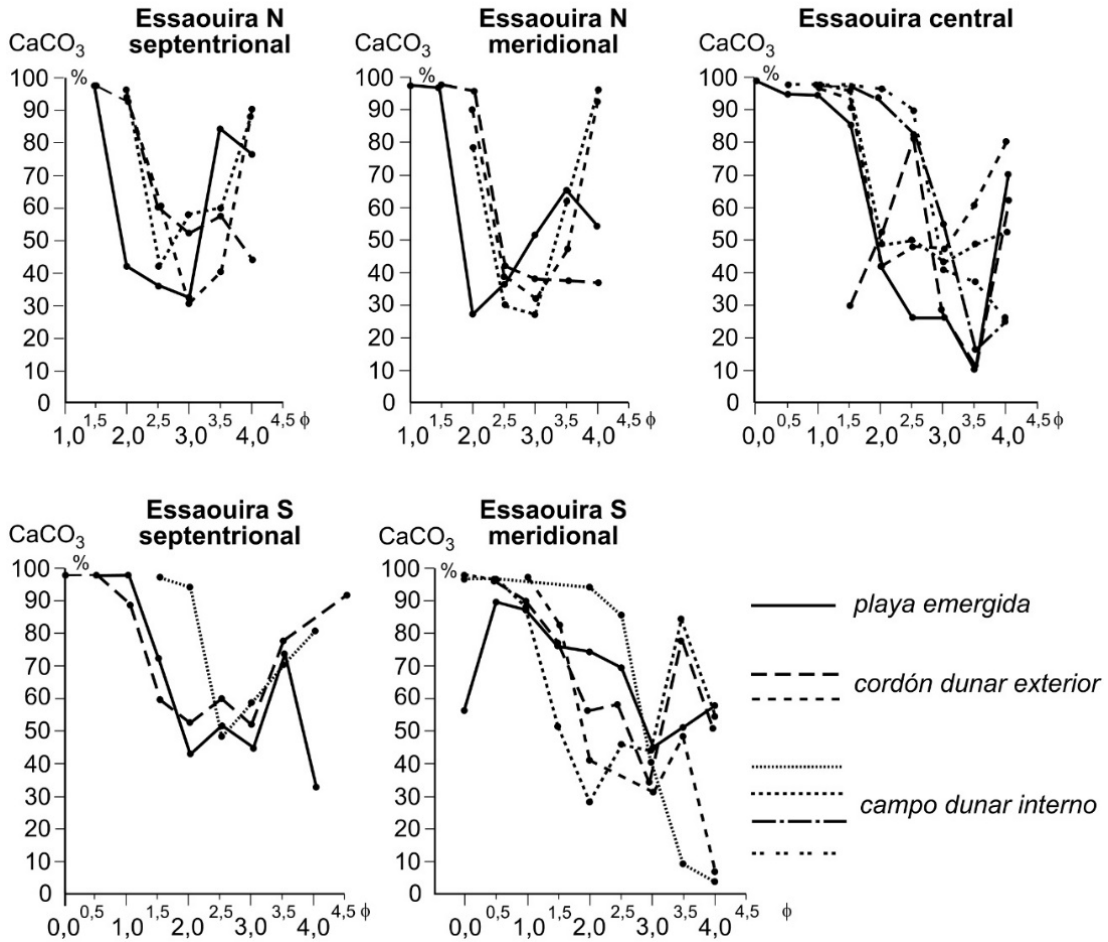


Figura 6. Porcentajes carbonatados promediados en las fracciones arenosas, sobre la misma muestra, desde gruesas a más finas. Son representativas de la playa emergida (1 muestra), el cordón dunar externo (2 muestras) y cordón dunar interno (4 muestras) en cada segmento costero de Essaouira. Reflejan las variaciones desde la playa septentrional a la meridional y desde la playa hasta las dunas internas.

Figure 6. Averaged carbonate percentages in the sandy fractions, on the same sample, from coarser to finer sizes. They are representative of the emerged beach (1 sample), the external foredune cordon (2 samples) and the internal foredune (4 samples) in each coastal segment of Essaouira. They reflect the variations from the northern to the southern beach and from the beach to the inner dunes.

ra central ( $r = 0,29019$ ), cuyo índice de relación es inverso. Contrariamente, hay cierta relación lineal (mejor) en el tramo de Essaouira S ( $r = 0,4470$ ) y en el cómputo global ( $r = 0,50508$ ), con una relación directa (cuanto mayor es el tamaño medio de grano, el porcentaje carbonatado es superior), como se ha constatado en otros sistemas de playas/dunas costeras (Flor, 1981; Martínez Cedrún *et al.*, 2014).

Es decir, los componentes siliciclásticos de origen fluvial están en equilibrio con los carbonatados bioclásticos provenientes del medio costero, después de que ambos hayan tenido una evolución suficiente dilatada, primero para constituir las playas y, de manera definitiva, como depósitos dunares, excepto los campos dunares efímeros justo situados por detrás de la playa.



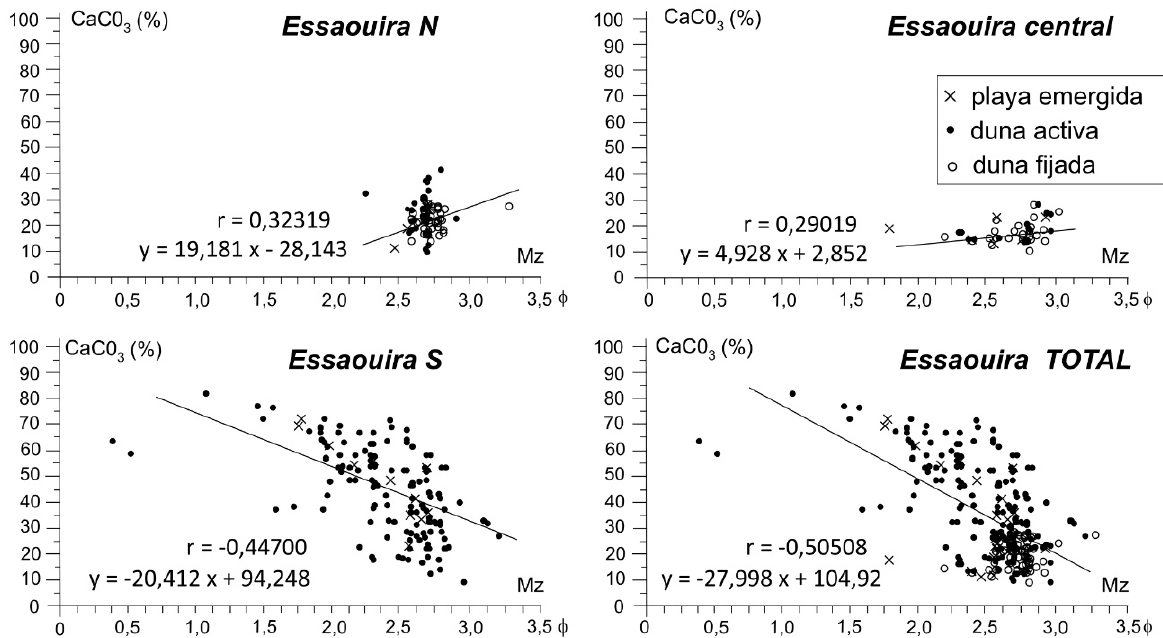


Figura 7. Contraste de los valores granulométricos entre la media (Mz) y los carbonatos biogénicos (%) para cada sector costero de Essaouira y totales carbonatados (TOTAL), separando los representativos de la playa emergida y las dunas activas y fijadas.

Figure 7. Contrast between the granulometric values of the mean (Mz) and biogenic carbonates (%) for each coastal sector of Essaouira and total carbonates (TOTAL), separating the representative ones from the emerged beach and the active and fixed dunes.

Esta dualidad estaría relacionada con un desequilibrio entre los componentes carbonatados y los tamaños medios en Essaouira N y central, esta última una zona de sombra, además, afectada por los aportes siliciclásticos del río Ksob. El tramo de Essaouira S es un segmento que recibe las aportaciones arenosas por la deriva litoral y constituye un contribuyente neto de bioclastos carbonatados. Altos porcentajes están estrechamente relacionados con el suministro de organismos que habitan la plataforma rocosa intermareal, aflorante en la casi totalidad de este segmento.

En los segmentos de Essaouira N y S, no se advierten a simple vista correlaciones lineales buenas, dadas las dispersiones de las nubes de puntos, pero no ocurre lo mismo cuando se aborda el tramo de Essaouira S o el global de todas las muestras (Fig.7) cuyos índices de correlación son mayores ( $r = 0,50508$ ).

#### 5.4.3. Grupos biogénicos

Los bioclastos carbonatados, que forman parte de la mineralogía arenosa de esta costa marroquí, se incorporan mayoritariamente desde los tramos acantilados, como son el entorno de la ciudad de Essaouira y las plataformas rocosas afectadas por la ciclicidad mareal del tramo de Essaouira S. Los fondos rocosos se continúan por el reborde del cabo Sim en una franja con anchuras de hasta 300 m, pero forman parte de otro sector costero meridional, que se alimenta del estudiado en Essaouira.

Son mayoritarios los organismos de la infauna que habitan la franja intermareal de las playas, incluyendo los que ocupan el hábitat supramareal (Tabla 1). Son testimoniales las algas calcáreas, que solo aparecen en Essaouira S, las espículas de esponjas y los ostrácodos.

El tamaño de grano controla la distribución de los grupos de organismos (Tabla 1). Así, en las fracciones superiores (0,0 a 1,0  $\phi$ ), se encuentran los individuos macro: lamelibranquios, que predominan, gasterópodos y balanos, incorporándose otros, como equinodermos en 1,5  $\phi$  y, a medida que decrece el tamaño, lo hacen los organismos micro: foraminíferos, briozoos, ostrácodos y espículas de esponjas; en las fracciones finas (<2,5  $\phi$  = 0,18 mm). también en estas poblaciones se concentran abundantes restos macro con formas aciculares, difícilmente identificables, producto de la rotura y desgaste prolongados.

En fracciones mayores (>2,0  $\phi$ ), apenas varían los tipos de macrofauna desde la playa a las dunas traseras, mientras que, en las inferiores, las dunas tienden a concentrar mayor proporción de organismos micro, pero sin tendencias definidas.

### 5.6. Tendencias

Para un mejor análisis, se tienen en cuenta los sectores de la costa de Essaouira: N, central

y S, subdividiéndose en dos conjuntos (Fig. 3). Tanto los datos de los parámetros granulométricos en primera instancia, como los promediados, son poco contrastados, representando fracciones arenosas muy homogeneizadas, aunque se pueden deducir algunas tendencias claras (Tabla 2A, B). El sedimento conserva sus características en segmentos amplios, tanto en lo que se refiere al transporte longitudinal por la deriva de playa, como por la transferencia transversal, debida a la deflación del viento sobre la playa y construcción de las dunas (Fig. 3).

En el tramo de Essaouira N, las cifras originales de las playas son algo más variadas en la porción septentrional (Tabla 2A), que se hacen cada vez más finas hacia el S. Si se tienen en cuenta los promedios, hay mayor homogeneidad en el ámbito meridional de Essaouira N; así, el tamaño de grano se mantiene de N a S ( $C = 1,99 \phi$  y  $Mz = 2,66 \phi$ ), lo mismo que los calibrados excelentes (0,24 a 0,25  $\phi$ ), las curvas son algo más negativas y se mantienen las angulosidades (1,05) y los carbonatos biogénicos (algo inferior a 25%). En el área meridional, son más homogéneas (Tabla 2A) como

Tabla 1. Concentraciones de los organismos (grupos) principales, constituyentes de los bioclastos carbonatados en las distintas poblaciones granulométricas desde 0,50 a 3,50  $\phi$ , simplificadas en las playas N (pN) y S (pS) de Essaouira y sus correspondientes dunas asociadas (n = número de muestras estudiadas; datos promediados en %).

Table 1. Concentrations of the main organisms (groups), constituents of the carbonate bioclasts in the different granulometric populations from 0.50 to 3.50  $\phi$ , simplified on the N (pN) and S (pS) beaches of Essaouira and their associated dunes (n = number of studied samples; average data in%).

		0,5 $\phi$ = 0,71 mm	1,0 $\phi$ = 0,50 mm	1,5 $\phi$ = 0,35 mm				2,0 $\phi$ = 0,25 mm				
Lamelibranquios	<b>L</b>	80 pS	79 pS	77 dS	73 pN	79 dN	74 pS	80 dS	81 pN	87 dN	78 pS	81 dS
Gasterópodos	<b>G</b>	10 pS	19 pS	23 pS	15 pN	14 dN	12 pS	9 dS	9 pN	3 dN	11 pS	7 dS
Equinoideos	<b>E</b>	5 pS				3 dN	4 pS	3 dS	6 pN	6 dN	4 pS	1 dS
Balanos	<b>B</b>	3 pS	2 pS		12 pN	2 dN	7 pS	4 dS	3 pN	3 dN	4 pS	7 dS
Foraminíferos	<b>F</b>	1 pS				2 dN	3 pS	4 dS	1 pN	1 dN	3 pS	4 dS
Briozoos	<b>Br</b>	1 pS										

Essaouira N	playa pN n = 3	2,5 $\phi$ = 0,18 mm				3,0 $\phi$ = 0,125 mm				3,5 $\phi$ = 0,09 mm				
		L	64 pN	73 dN	52 pS	58 dS	86 pN	73 dN	69 pS	65 dS	81 pN	74 dN	80 pS	67 dS
Essaouira S	duna dN n = 11	G	9 pN	10 dN	14 pS	11 dS	5 pN	10 dN	10 pS	11 dS	8 pN	6 dN	9 pS	13 dS
		E	16 pN	6 dN	20 pS	9 dS	4 pN	8 dN	9 pS	9 dS	3 pN	1 dN	4 pS	6 dS
Essaouira S	playa pS n = 4	B	7 pN	3 dN	6 pS	5 dS	0,5 pN	1 dN	5 pS	5 dS	0,5 pN	- dN	- pS	- dS
		F	3 pN	6 dN	6 pS	13 dS	3,5 pN	6 dN	6 pS	7 dS	0,5 pN	13 dN	3 pS	3 dS
		Br	1 pN	2 dN	2 pS	4 dS	1 pN	2 dN	1 pS	3 dS	7 pN	6 dN	4 pS	11 dS

Tabla 2. A) Cifras originales de los parámetros granulométricos y carbonatos bioclásticos a lo largo del tramo de playas de Essaouira N (perfiles I a IV y VI a IX), que permiten comprobar las diferencias reales de los sedimentos arenosos en sentido N-S. B) Promedios de los parámetros anteriores en cada uno de los segmentos de las playas de Essaouira.

Tabla 2. A) Former data of the granulometric parameters and bioclastic carbonates along the sector of beaches of N Essaouira (profiles I to IV, and VI to IX), which allows to verify the real differences of the sandy sediments in the N-S direction. B) Average data of the above parameters in each of the Essaouira beach segments.

A)

PLAYA DE ESSAOUIRA N									
PERFIL	C		Mz		$\sigma_1$	$Sk_1$	KG	CaCO <sub>3</sub>	
	$\phi$	mm	$\phi$	mm	$\phi$		%		
I	1,83	0,28	2,95	0,13	0,24	-0,20	1,32	38,0	N ↓ septentrional ..... meridional ↓ S
II	1,81	0,29	2,49	0,18	0,32	-0,12	0,75	11,0	
III	2,13	0,23	2,69	0,16	0,22	-0,16	1,09	21,8	
IV	2,20	0,22	2,72	0,15	0,19	-0,10	0,93	26,0	
.....									
VI	2,08	0,24	2,69	0,16	0,22	-0,17	1,10	26,0	
VII	2,08	0,24	2,70	0,15	0,22	-0,16	1,09	25,4	
VIII	2,05	0,24	2,69	0,16	0,22	-0,17	1,11	27,6	
IX	1,70	0,31	2,55	0,17	0,33	-0,28	0,89	18,8	

B)

PLAYA DE ESSAOUIRA N							PLAYA DE ESSAOUIRA CENTRAL							PLAYA DE ESSAOUIRA S						
C	Mz	$\sigma_1$	$Sk_1$	KG	CaCO <sub>3</sub>		C	Mz	$\sigma_1$	$Sk_1$	KG	CaCO <sub>3</sub>		C	Mz	$\sigma_1$	$Sk_1$	KG	CaCO <sub>3</sub>	
$\phi$	$\phi$	$\phi$			%		$\phi$	$\phi$	$\phi$			%		$\phi$	$\phi$	$\phi$			%	
1,99	2,66	0,24	-0,15	1,05	24,76	N	1,41	2,62	0,43	-0,16	1,21	14,13		1,55	2,48	0,36	-0,15	1,07	42,03	N
1,99	2,66	0,25	-0,20	1,05	24,45	S								0,73	2,29	0,53	-0,27	1,27	51,83	S

resultado de un transporte más prolongado, que promueve una mayor estabilización de las variables sedimentológicas a medida que el transporte actúa en un sentido determinado. Además, se advierten diferencias netas en Essaouira central y S (Tabla 2B).

Las dunas septentrionales de Essaouira N (Fig. 3) disminuyen su tamaño medio de grano (activas e intrusivas), los calibrados mejoran hacia el interior (0,23 → 0,21 → 0,20  $\phi$ ) y las curvas tienden a achatarse tierra adentro. En las dunas meridionales, las tendencias son más irregulares. Los carbonatos se mantienen (24,76% y 24,45%).

El tramo de Essaouira central representa una zona de sombra energética, que se traduce en tamaños máximos elevados (C= 1,41  $\phi$ ), mientras que los medios son similares a Essaouira N (Mz = 2,62  $\phi$ ) y los porcentajes de carbonatos son mínimos (Tabla 2B). Hacia las dunas, disminuyen muy ligeramente. Los calibrados mejoran desde la playa, donde son buenos (0,43  $\phi$ ) a excelentes (0,29  $\phi$ ) y las asimetrías pasan de negativas (-0,16), en la playa (medias relativamente groseras), a -0,01 en las dunas activas y a positivas (+0,13) en las dunas fijadas (predominio de finos).

Tabla 3. Tendencias cualitativas de los parámetros granulométricos y carbonatos bioclásticos promediados longitudinalmente a lo largo de las playas y transversalmente desde éstas a las dunas asociadas. Para ello se refieren los diferentes parámetros granulométricos y los porcentajes carbonatados (según esquema de leyenda), que ilustran las variaciones a lo largo de las playas de Essaouira, separando los tres segmentos de la costa de N a S.

Table 3. Qualitative trends of the average granulometric parameters and bioclastic carbonates along the beaches and transversely from those to the associated dunes. The granulometric parameters and the carbonate percentages (following legend scheme) are detailed, illustrating the variations of the sandy sediment along the three segments of Essaouira beaches from north to south.

<b>ESSAOUIRA N</b>		<b>ESSAOUIRA N</b>				<b>LEYENDA</b>	
<b>TENDENCIA LONGITUDINAL</b> transferencias sedimentarias		<b>TENDENCIA TRANSVERSAL</b> transferencias sedimentarias				<b>C</b>	<b>Mz</b>
<b>PLAYAS N → S</b>		<b>PLAYAS</b>		<b>DUNAS ASOCIADAS</b>		$\sigma_1$	$Sk_1$
invariable	invariable	mayor	mayor	algo menor	algo menor	Kg	$CaCO_3$
similar (excelente)	más negativa	excelente	negativa	más excelente	variable		
invariable	invariable (bajo)	media	bajo	chata	algo menor		
<b>ESSAOUIRA CENTRAL</b>		<b>ESSAOUIRA CENTRAL</b>					
<b>TENDENCIA LONGITUDINAL</b> transferencias sedimentarias		<b>TENDENCIA TRANSVERSAL</b> transferencias sedimentarias					
<b>PLAYAS N → S</b>		<b>PLAYAS</b>		<b>DUNAS ASOCIADAS</b>			
mayor	algo mayor	mayor	mayor	algo menor	algo menor		
bueno	menos negativa	bueno	negativa	muy bueno/excelente	positiva		
más aguda	menor (mínimo)	variable	muy bajo	media/aguda	variable (mínimo)		
<b>ESSAOUIRA S</b>		<b>ESSAOUIRA S</b>					
<b>TENDENCIA LONGITUDINAL</b> transferencias sedimentarias		<b>TENDENCIA TRANSVERSAL</b> transferencias sedimentarias					
<b>PLAYAS N → S</b>		<b>PLAYAS</b>		<b>DUNAS ASOCIADAS</b>			
mayor	mayor	mayor	mayor	variable	menor		
muy bueno a bueno	más negativa	bueno	negativa	variable	variable		
media a aguda	menor a mayor (máximo)	media a picuda	alto	variable	menor		

Las tendencias cualitativas de cambio en las playas, de carácter longitudinal por la corriente de deriva, y en sección transversal desde la playa a las dunas asociadas activas por el viento y, de éstas a las más distales, se reflejan en la Tabla 3. En una primera aproximación, apenas se dejan sentir en Essaouira N, pero en el área central los centiles son mayores (Fig. 3 y Tabla 3), el calibrado es bueno, pero peor en el subsector septentrional, las asimetrías son menos negativas, las curvas algo más agudas y los carbonatos son mínimos.

En Essaouira S, los contrastes son netos de N a S, incrementándose el tamaño de grano hacia el cabo Sim, los calibrados varían de muy buenos a buenos, las curvas son más negati-

vas y de chatas a picudas y los carbonatos se hacen máximos hacia el S. La fracción carbonatada inicial en la mayor parte de los restos de organismos es más gruesa, incluso en las primeras fases de rotura y desgaste del bioclasto y la forma es subplana; consecuentemente está peor calibrada que los individuos de cuarzo, tendentes a un tamaño comparativamente menor y a una geometría subsférica debido al desgaste en el transporte. El tamaño medio carbonatado es mayor que el de los residuos insolubles (en este caso cuarzo) y en la muestra total, como apuntaron Pilkey *et al.* (1967) lo que permite deducirse en un aumento del tamaño medio en el tramo de Essaouira S. El mayor porcentaje de bioclastos determina que las playas contengan tamaños

medios superiores a los de las zonas descritas que, incluso, se incrementan hacia el extremo meridional, más evidente en los promedios del centil (Fig. 3. Tabla 3). Los calibrados son peores hacia el S, variando en los diferentes tipos de dunas a mejores y peores, éstos en las dunas más meridionales: fijadas y continentales (0,96 y 0,73, respectivamente).

## 6. Discusión

Los parámetros granulométricos y en particular el tamaño medio de grano y los componentes mineralógicos de los sedimentos playeros proporcionan información valiosa sobre la procedencia de los sedimentos, la historia del transporte, las tasas de erosión, la deriva sedimentaria a largo de la costa y los procesos deposicionales (Kwarteng *et al.*, 2016).

En el caso concreto del componente biogénico, su análisis mejora el conocimiento sedimentológico de los conjuntos de playas y dunas costeras asociadas: relación del tamaño medio de grano y porcentaje carbonatado, distribución de los bioclastos por fracciones de tamaños, grupos biológicos (Flor *et al.*, 1982), etc. Los organismos enteros se incorporan al sedimento en el borde costero, que primero se fragmentan, principalmente por la mecánica del oleaje, produciéndose gran cantidad de finos y escasas fracciones intermedias con la consiguiente distribución bimodal (Chave, 1960), como se constata en este trabajo (Fig. 6). También el oleaje los redistribuye por las playas hasta su homogeneización con otros componentes, principalmente siliciclastos, que se incorporan a la deriva longitudinal, y los excedentes arenosos, por vientos de mar a tierra que permiten la deflación eólica para formar parte del sedimento como dunas costeras en una transferencia transversal.

Altos porcentajes de bioclastos macro representan mejor a playas expuestas al oleaje incidente, donde las arenas son gruesas y medias y, localmente, se concentran en las alineaciones superiores de vaivén (“swash marks”). Los micro tienden a concentrarse en

áreas protegidas o de sombra, favoreciendo que ocupen las fracciones más finas de la distribución granulométrica.

En costas templadas acantiladas, las aportaciones más importantes derivan de organismos colonizadores del borde rocoso perimareal, como es este caso marroquí, similar a las costas cantábricas (Flor *et al.*, 1982). En costas mediterráneas, los restos biogénicos pueden derivar de praderas de angiospermas hasta fondos menores a 50 m, que juegan un papel importante soportando una biodiversidad muy alta (Hemminga y Duarte, 2000); las praderas de *Posidonia oceanica* son contribuyentes netos (Gómez-Pujol *et al.*, 2013; De Muro *et al.*, 2016), sobre las que se han establecido normas legales de protección.

Las distribuciones granulométricas responden a las pautas conocidas de acuerdo con la evolución del transporte sedimentario hasta las áreas deposicionales. Para identificar las variaciones espaciales de los parámetros granulométricos, se han propuesto “tendencias del tamaño de grano” (McLaren, 1981) o un modelo simple (McLaren y Bowles, 1985), utilizando la media de grano, el calibrado y la asimetría cuyos cambios están vinculados a las distribuciones del sedimento transportado y a su área fuente. También las aproximaciones bidimensionales de Gao y Collins (1992) y Rojas y Le Roux (2003) han sido aplicadas ampliamente en playas (Pedreros *et al.* 1996; Flor y Flor-Blanco, 2009; Du *et al.*, 2015) para determinar dichas tendencias. El factor viento puede mejorar el calibrado, porque tiende a transportar las fracciones más finas de la distribución granulométrica en las arenas de la playa suministradora, en lo que constituye un neto proceso selectivo.

El centil, a pesar de representar el 1% más grueso de la distribución, se revela como un dato adicional de gran interés en auxilio de la media Mz cuando ésta varía muy sutilmente, en ocasiones a escala centesimal (Fig. 3). Así, se admite, con las lógicas discrepancias en otras regiones por fluctuaciones locales, que los tamaños medios de grano decrecen paula-



tinamente en la dirección del transporte. Pero también se deduce un mejor calibrado corriente abajo, dada la estrecha dependencia con aquél. En este caso, es particularmente útil la inclusión del componente bioclástico, tanto por su relación directa con el tamaño medio de grano (Fig. 7), como por tratarse de un componente esencial de la fracción arenosa.

Los valores promediados de los parámetros granulométricos y de los bioclastos carbonatados se agrupan en los ambientes de playa emergida, dunas activas y dunas fijadas artificialmente por ramaje, estacado y plantación vegetal; también se tienen en cuenta las dunas intrusivas, activadas recientemente y, en la franja más meridional hacia el cabo Sim, dunas cuyos componentes arenosos se han deslizado del flujo costero, como dunas continentales. Éstas incorporan el flujo arenoso rebasado el cabo Sim; son barjanas migradores que pueden llegar al borde acantilado al E del cabo y resolverse como dunas descendentes e incorporarse el sedimento arenoso a la playa durante temporales.

La corriente de deriva litoral juega el papel fundamental en el transporte de sedimentos arenosos a lo largo de toda la costa, especialmente si el borde está representado por una playa baja arenosa; esta circunstancia determina que los flujos de sedimento se hagan bajo condiciones libres. Los procesos de vaivén del oleaje rompiente (Guza *et al.*, 1984; Puleo y Torres-Freyemurth, 2016), cuyos componentes principales proceden del NO (Fig. 2B), constituyen el mecanismo de transporte fundamental en el corto y largo plazo.

De acuerdo con lo anterior, se propone un modelo dinamo-sedimentario (Fig. 8) en el que se involucran datos de volúmenes obtenidos anteriormente para las dunas activas (Flor-Blanco *et al.*, 2013), que se incorporan restando flujo arenoso a la corriente de deriva de playa.

Los oleajes incidentes y los componentes de vientos desencadenan el transporte longi-

tudinal y transversal, respectivamente, para constituir el sistema de playas y dunas del litoral de Essaouira. Asimismo, los trenes de dunas móviles, típicamente transversas de tipología aklé, considerando la dirección de las crestas y los frentes de barlovento y sotavento, informan de la migración arenosa eólica con un transporte oblicuo generalizado hacia el SSO. Los temporales cíclicos y estacionales de ola erosionan las dunas adyacentes y se encargan de transferir volúmenes importantes de nuevo a la playa en lo que supone una autorrecarga; en el tramo meridional, con una franja activa de dunas paulatinamente más estrecha hacia el cabo Sim, las dunas tienen componentes longitudinales bien desarrolladas, incluso aunque estén controladas por la fijación artificial; también es aplicable al tramo más meridional donde los montículos vegetados conviven con formas longitudinales incipientes.

Los flujos arenosos se desplazan longitudinalmente desde el N con una contribución voluminosa del río Tensift al que se incorpora el componente bioclástico en una proporción de alrededor del 25%. Varios tramos de playas/dunas y segmentos rocosos pueden ser identificados, pero desde Brahim Chilh hacia el S, culminando en el cabo Sim, comienza la sedimentación eólica cuya anchura se incrementa paulatinamente, alcanzando máximos volúmenes en el área media del tramo que termina en la ciudad de Essaouira. Estas arenas han tenido un largo transporte que determina unas características sedimentológicas muy homogéneas en las playas; las dunas adyacentes muestran ciertas diferencias propias del proceso de deflación como la disminución del tamaño medio, mejora del calibrado, curvas chatas y carbonatos inferiores. La mayor acumulación arenosa, que es muy voluminosa en este tramo, representada por las dunas activas, se ubica en la mitad de este tramo (Fig. 8), con un máximo de 477.626 m<sup>3</sup> (Flor-Blanco *et al.*, 2013).

El conjunto rocoso de la ciudad de Essaouira y, probablemente, la isla de Mogador permiten desarrollar una playa arqueada al S, protegida

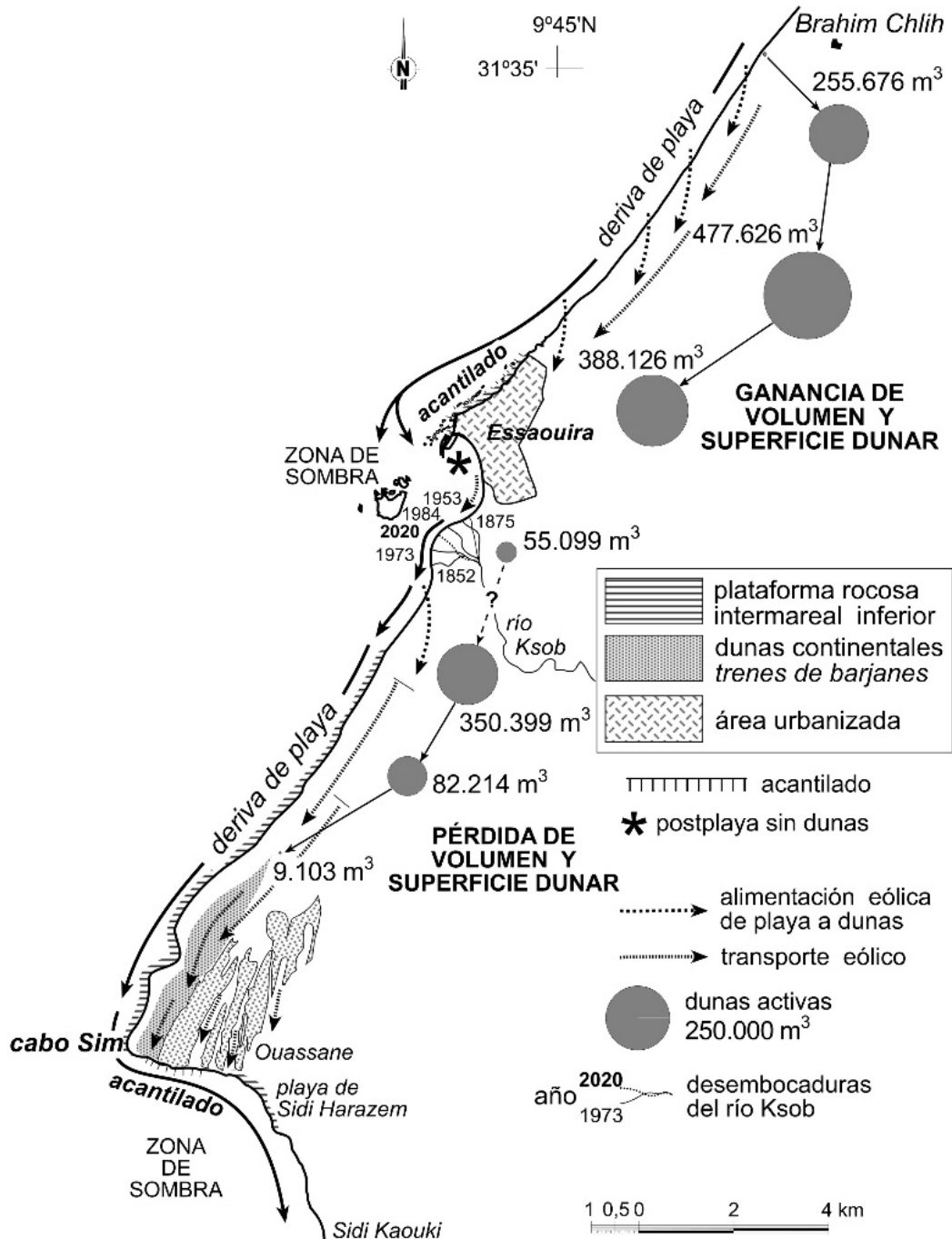


Figura 8. Síntesis del transporte y sedimentación en sentido longitudinal (playas de Essaouira de N a S) y transversal (de playas a dunas adyacentes), deducidas de los parámetros granulométricos y contenido carbonatado biogénico originales y promediados (Tablas 2 y 3). Los volúmenes representan las acumulaciones arenosas de las dunas activas (Flor-Blanco et al., 2013), que permiten completar el esquema de los flujos arenosos en esta costa baja atlántica de Marruecos.

Figure 8. Synthesis of the transport and sedimentation in the longitudinal direction (beaches of Essaouira from the N to the S) and transversal (from beaches to adjacent dunes), deduced from the original and average biogenic carbonate content and granulometric parameters (Tables 2 and 3). The volumes represent the sandy accumulations of the active dunes (Flor-Blanco et al., 2013), which allow to complete the knowledge of the sandy flows on this low Atlantic coast of Morocco.

de los oleajes de mar abierta, en cuya mitad occidental se forma el campo dunar de aklés (sector Essaouira central). Los tamaños son similares al tramo N, pero el centil es mucho más grosero, lo cual induce a pensar en un lavado de finos, improbable por la condición de sombra energética, o una aportación de gruesos por las descargas ocasionales del río Ksob, que son redistribuidas por las corrientes, de modo que las fracciones arenosas tienden a moverse hacia el S (El Mimouni y Daoudi, 2012). Es una zona indicativa de una tasa de sedimentación muy baja, en buena parte debida a la condición de zona de sombra (Fig. 8), donde la acumulación eólica también es reducida, unos 55.099 m<sup>3</sup> (Flor-Blanco *et al.*, 2013).

A partir del río Ksob, hacia el S, el campo dunar por detrás de la playa se reduce paulatinamente y el cordón dunar artificial está en fase de retroceso, siendo sustituido por dunas más o menos vegetadas al N de cabo Sim en un intento de construir un cordón embrionario, el cual es discontinua y tiene anchuras métricas (Flor-Blanco *et al.*, 2013). Esto representa un déficit de sedimento arenoso en el flujo de deriva. Hacia tierra y hacia el S, las dunas vegetadas efímeras y embrionarias se sustituyen por dunas continentales migrantes (barjanes y mantos eólicos), reincorporándose el volumen arenoso circulante al pie del acantilado del cabo Sim y a la playa meridional de Sidi Harazem (Fig. 8).

Las playas de Essaouira S contienen plataformas rocosas en la mitad intermareal inferior relativamente extensas, debido a la disminución de volumen arenoso en lo que representa un déficit arenoso generalizado desde la ciudad de Essaouira hacia el S; esto es también indicativo de la escasa aportación arenosa de carga de fondo por el río Ksob. Las plataformas están colonizadas por organismos conchíferos que suministran carbonatos biogénicos al sedimento arenoso; por esto, los bioclastos alcanzan porcentajes máximos en este sector, más aún en el extremo S (51,83%) por la deriva litoral (Tabla 2B) donde los tamaños son más gruesos, peor calibrados y altos porcentaje carbonatados.

La tendencia desde el máximo del área central de Essaouira N con un valor de 477.626 m<sup>3</sup> (Flor-Blanco *et al.*, 2013) marca una disminución, solamente interrumpida por la franja rocosa acantilada de la ciudad de Essaouira. Las dunas activas acumulan volúmenes máximos justo al S de la desembocadura del río Ksob, unos 350.399 m<sup>3</sup> (Flor-Blanco *et al.*, 2013), disminuyendo paulatinamente hasta cifras mínimas de 9.103 m<sup>3</sup> (Flor-Blanco *et al.*, 2013) algo al N de cabo Sim.

Las transferencias desde las playas a los campos dunares cumplen con las tendencias generales apuntadas de pérdida de tamaño de grano, mejores calibrados y disminución de carbonatos biogénicos. La complejidad de interferencias de los aportes eólicos directamente desde la playa y las dunas de barján y de tipo aklé, que migran como continentales hacia el S, complican estas tendencias en Essaouira S.

## 7. Conclusiones

Los conjuntos de playas bajas disipativas y dunas asociadas, tanto activas como fijadas artificialmente e intrusivas, forman parte de la costa arenosa de Essaouira. Se articulan en tres sectores cuyas características sedimentológicas dependen de la interacción de la deriva de playa de N a S y el transporte de las arenas deflacionadas en la playa a las posplayas para generar dunas eólicas con una componente oblicua de las geometrías, marcada por las crestas.

Se caracterizan a partir de los parámetros granulométricos y contenidos carbonatados total y por fracciones de forma promediada. Los tamaños de los límites de transporte sedimentario son 2,4  $\phi$  (suspensión-rodamiento) y 1,4  $\phi$  (rodamiento-arrastre), que marcan el nivel energético de esta costa, parámetros que servirán para correlacionarla con otras costas. El tamaño medio de grano y el contenido carbonatado tienen una relación directa por la cual, cuanto mayor es el tamaño medio, mayor es el porcentaje carbonatado bioclástico,

particularmente evidente en Essaouira S y en cómputo total, indicativo de la homogeneización de estos componentes mineralógicos en los que el cuarzo es mayoritario.

Los componentes biogénicos a nivel de grupo se reparten como macro: lamelibranquios, que predominan, gasterópodos, balanos y equinoideos y micro: foraminíferos, briozoos y espículas de esponjas, que se concentran mayoritariamente en la fracción de  $2,0 \phi = 0,25 \text{ mm}$ .

Se deduce un transporte muy activo por deriva de playa, persistentemente hacia el S, bien a partir de los datos originales, y más generalizada y simple de los promedios del tamaño medio, calibrado y porcentajes carbonatados. El tramo de Essaouira N contiene arenas finas, bien calibradas y bajos contenidos bioclásticos, almacenando gran volumen de arenas dunares, muchas fijadas artificialmente. Se deduce la deriva litoral hacia el S, principalmente por la disminución del tamaño medio.

El sector de Essaouira central es un área de sombra energética, resultando tamaños medios finos, peor calibrados y mínimos contenidos bioclásticos. La franja dunar es escasa, incrementándose hacia el S. Supone un tramo relativamente independiente del resto al interrumpirse el flujo sedimentario desde Essaouira N hacia Essaouira S por la presencia de un tramo rocoso acantilado y, en parte, por la desembocadura del río Ksob.

En Essaouira S, las playas contienen una franja intermareal rocosa inferior, ante el menor flujo arenoso desde el N, que impide el desarrollo completo de la playa, desde el punto de vista sedimentario. Esta plataforma rocosa suministra gran cantidad de organismos calcáreos, que se manifiestan en las características sedimentológicas, con mayores tamaños medios, peores calibrados y altos porcentajes bioclásticos, según la propia deriva litoral hacia el S en este sector meridional de Essaouira, muy diferente al sector de Essaouira N. La franja dunar de la posplaya disminuye paulatinamente la anchura media hacia el S, siendo

sustituida por cordones dunares embrionarios y, hacia el interior, por dunas de carácter continental, desligadas de las anteriores, que migran como trenes de barjanes y mantos eólicos tabulares.

## **Bibliografía**

- Allam, M., Houmimyd, M. (1990). Étude de la protection contre l'ensablement de la liaison routière entre Moulay Bouzarkoun et Essaouira. Rapport du Service Forestière d'Essaouira, 65 p.
- Allen, J.R.L. (1984). Modes of sediment transport and particle motion. Sedimentary structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30, 88-95. Elsevier.
- Aouiche, I. (2016). Dynamique morphosedimentaire de la baie d'Agadir. Approche multi-méthodes et préconisations pour une gestion intégrée de la zone côtière. Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 238 p.
- Bagnold, R.A. (1941). The physics of blown sand and desert dunes. William Morrow and Co N.Y., 265 p.
- Benavente, J., Gracia, F.J., Anfuso, G., Lopez-Aguayo, F. (2005). Temporal assessment of sediment transport from beach nourishments by using foraminifera as a natural tracer. *Coastal Engineering*, 52, 205-219. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.12.002>
- Bird, E.C. (2008). Coastal geomorphology: an introduction. New York, John Wiley & Sons, 436 p.
- Blott, S.J., Pye, K. (2000). A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediment's. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 1473-1477.
- Bone, Y., Deer, L., Edwards, S. A., Campbell, E. (2006). Adelaide Coastal Waters Study-Sediment Budget. ACWS Technical Report No. 16. Adelaide Coastal Waters Study Steering Committee, March 2007. Adelaide University, Department of Geology, 86 p.
- Chave, K.E. (1960). Carbonate skeletons to limestones: problems, *Transactions of the New York Academy of Science*, 23, 14-24. <https://doi.org/10.1111/j.2164-0947.1960.tb01341.x>
- Clemmensen, L.B. (1993). Short Course Notes. Copenhagen, Denmark: Geologisk Institut, Kobenhavns Universitet, 48 p.

- De Muro, S., Ibba, A., Kalb, C. (2016). Morphosedimentology of a Mediterranean microtidal embayed wave dominated beach system and related inner shelf with *Posidonia oceánica* meadows: the SE Sardinian coast. *Journal of Maps*, 12, 3, 558-572. <https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1051599>
- DNSLE (2006). Débat national sur l'eau. Bassin hydraulique du Tensift. Agence du Bassin Hydraulique du Tensift, Royaume de Maroc, 24 pp. (<http://www.matee.gov.ma/dne/documents/doc%20bassins/Tensift.pdf>). P-51.
- Du, X., Gama, C., Liu, J.T., Baptista, P. (2015). Sediment sources and transport pathway identification based on grain-size distributions on the SW Coast of Portugal. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Science*, 26 (4), 397-409. [https://doi.org/10.3319/TAO.2015.03.30.01\(TT\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2015.03.30.01(TT))
- El Mimouni, A. (2009). Approche expérimentale de suivi de la dynamique morphosédimentaire du littoral d'Essaouira, Maroc: Implication pour un aménagement raisonné. Thèse de Doctorat, Université du Littoral, Côte d'Opale, Dunkerque, France, 259 p.
- El Mimouni, A., Daoudi, L. (2012). Evolution à moyen terme du contexte hydrodynamique et morphosédimentaire la baie d'Essaouira (Maroc atlantique). *Actas XIIèmes. Jour. Nat. Génie Côtier-Génie Civil, Cherbourg*, 273-280. Editions Paralia CFL. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2012.028-E>
- El Mimouni, A., Daoudi, L., Anthony, E. (2014). Morphological change on a wadi-influenced beach: Essaouira, Morocco. *Les littoraux méditerranéens: états passés, actuels et futurs*, 20 (3), 243-250. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10682>
- Flor, G. (1978). Relación entre la distribución de sedimentos y la circulación costera en la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, 10, Univ. Oviedo, 183-194.
- Flor, G. (1981). Las dunas eólicas costeras de la playa de Xagó (Asturias). *Trabajos de Geología*, 11, Univ. Oviedo, 61-71.
- Flor, G., Flor Blanco, G. (2009). Sedimentología de los depósitos arenosos superficiales de la playa de Vega (Concejo de Ribadesella, Asturias). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22 (1-2), 105-121.
- Flor, G., Llera, E. M<sup>a</sup>, Ortea, J.A. (1982). Los carbonatos biogénicos de los sedimentos de las playas arenosas de Asturias y Cantabria: su origen y significado dinámico. *Cuaderno del CRINAS*, 2, 77 p.
- Flor-Blanco, G., Flor, G., Lharti, S., Pando, L. (2013). Morphological characteristics and sand volumes of different coastal dune types in Essaouira Province, Atlantic Morocco. *Geo-Marine Letters*, 33 (2-3), 101-115. <https://doi.org/10.1007/s00367-012-0318-7>
- Folk, R.L., Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Gao, S., Collins, M. (1992). Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 81, 47-60. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90055-V](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90055-V)
- Gao, S., Collins, M. (1995). Net sand transport direction in a tidal inlet, using foraminiferal tests as natural tracers. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 40, 681-697. <https://doi.org/10.1006/ecss.1995.0046>
- Gómez-Pujol, L., Roig-Munar, F.X., Fornós, J.J., Balaguer, P., Mateu, J. (2013). Provenance-related characteristics of beach sediments around the island of Menorca, Balearic Islands (western Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 33, 195-208. <https://doi.org/10.1007/s00367-012-0314-y>
- Guza, R.T., Thornton, E.B., Holman, R.A. (1984). Swash on steep and shallow beaches. *Coastal Engineering*, 1 (19), 48, 708-723. <https://doi.org/10.9753/icce.v19.48>
- Haida, S., Snoussi, M., Latouche, C., Probst, J.-L. (1996). Géodynamique actuelle du bassin versant de l'Oued Tensift (Maroc): érosion mécanique et bilan des transports solides fluviaux. *Sciences Géologiques Bulletin*, 49 (1-4), 7-23. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1996.1933>
- Hemminga, M.A., Duarte, C.M. (2000). *Seagrass Ecology*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 298 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511525551>
- Jaffar, M. (2012). Caractérisation des différents aspects de dégradation du réseau d'assainissement à Essaouira «Maroc»: analyse des contraintes naturelles et anthropiques imposées au réseau. *Mémoire de Stage de Fin d'Études, Master Sciences et Techniques, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc*, 126 p.
- Kilibarda, Z., Venturelli, R., Goble, R. (2014). Late Holocene dune development and shift in dune-building winds along southern Lake Michigan. En: T.G. Fisher, E.C. Hansen, (Eds.), *Coastline and dune evolution along the Great Lakes*. The Geological Society of Ame-



- rica, Special Paper 508, 47-64. [https://doi.org/10.1130/2014.2508\(04\)](https://doi.org/10.1130/2014.2508(04))
- Kwarteng, A.Y., Al-Hatrushy, S.M., Illenberger, W.K., McLachlan, A. (2016). Grain size and mineralogy of Al Batinah beach sediments, Sultanate of Oman. *Arabian Journal of Geoscience*, 9, 557. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2583-7>
- Lahmadi, L. (2013). Rôle des crues de l'Oued Ksob dans le maintien de l'équilibre dynamique et morphosédimentaire du littoral d'Essaouira (Maroc). Mémoire de Stage de Fin d'Étude, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 126 p.
- Martínez Cedrún, P., Flor, G., Flor-Blanco, G., Fernández Maroto, G. (2014). Composición mineralógica de los sistemas de playa/duna en una costa rocosa: caso de Cantabria (NO de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27 (2), 13-27.
- Martins, L.R. (2003). Recent sediments and grain-size analysis. *Gravel*, 1, 90-105.
- Mckee, E.D. (1979). Introduction to a study of global sand seas. En: E.D. Mckee, (Ed.), *A Study of Global Sand Seas*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1052, 1-19. <https://doi.org/10.3133/pp1052>
- McLaren, P. (1981). An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Research*, 51, 611-624. <https://doi.org/10.1306/212F7CF2-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- McLaren, P., Bowles, D. (1985). The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal Sedimentary Research*, 55, 457-470. <https://doi.org/10.1306/212F86FC-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Mellas, S. (2012). Evaluation du risque de tsunami sur le littoral atlantique marocain. Histoire. Thèse de Doctorat d'État. Université Paul Valéry - Montpellier III. Francia et Université Chouaib Doukkali El Jadida. 264 p. [https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00826963/file/2012\\_mellas\\_1\\_these.pdf](https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00826963/file/2012_mellas_1_these.pdf)
- Middleton, G.V. (1976). Hydraulic interpretation of sand size distributions. *Journal Geology*, 84, 405-426. <https://doi.org/10.1086/628208>
- Pedreiros, R., Howa, H.L., Michel, D. (1996). Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135, 35-49. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(96\)00042-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(96)00042-4)
- Pilkey O., Morton, R.W., Luternauer, J. (1967). The carbonate fraction of beach and dune sands. *Sedimentology*, 8, 311-327. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1967.tb01330.x>
- Puleo, J.A., Torres-Freyermurth, A. (2016). The second international workshop on swash-zone processes. En: G. Ruessink, (Ed.), *Swash-zone Processes*. Coastal Engineering, 115, 1-7. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2015.09.007>
- Rojas, E.M., Le Roux, J.P. (2003). Determinación de vectores de transporte, utilizando información granulométrica: Aplicación al delta tipo Gilbert, del río Pescado, Lago Llanquihue, X Región, Chile. X Congreso Geológico Chileno, Sociedad Geológica de Chile, Comunicaciones, Santiago (CD-ROM). [https://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/RojasE\\_y\\_LeRouxJ.pdf](https://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/RojasE_y_LeRouxJ.pdf)
- Sharp, R.P. (1966). Kelso dunes, Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin*, 77 (10), 1045-1073. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1966\)77\[1045:KDMDC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1966)77[1045:KDMDC]2.0.CO;2)
- Simone, C. (2000). Le géosystème dunaire dunaire anthropisé d'Essaouira-est (Maroc Atlantique). Dynamique et paleoenvironnements. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille, France, 204 p.
- Sulzlee, C. (1963). Les dunes de Essaouira. *Revue Forestière Française*, 5, 401-418. <https://doi.org/10.4267/2042/24550>
- Tanner, W.F. (1991). Suite statistics: the hydrodynamic evolution of the sediment pool. En: J.P.E. Syvitski, (Ed.), *Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis*, 225-236. Cambridge University Press, N.Y. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511626142.021>
- Ungar, J.E., Haff, P.K. (1987). Steady state saltation in air. *Sedimentology*, 34, 289-299. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00778.x>
- van Rijn, L.C. (2018). Aeolian Transport over a Flat Sediment Surface. 33 p. [www.leovanrijn-sediment.com](http://www.leovanrijn-sediment.com).
- Vieira, L.R.S., Manso, C.L.C. (2017). Textural and compositional variations in beach sands along south Alagoas coast, Brazil. *Revista da Gestão Costeira Integrada*, 17(2), 139-149. <https://doi.org/10.5894/rgci-n99>
- Weisrock, A. (1980). Géomorphologie et paléo-environnements de l'Atlas atlantique (Maroc). Thèse Doctorat d'État, Univ. Paris I, 931 p.

*Recibido el 20 de septiembre de 2021*  
*Aceptado el 31 de mayo de 2022*





### Summit typology and detailed geomorphological landscape units mapping through the application of direct and indirect methods. A case study in the Sierra de Guadarrama National Park, Spain

*Tipología de cumbres y cartografía de unidades detalladas de paisaje geomorfológico mediante la aplicación de métodos directos e indirectos. Caso de estudio en el Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama, España*

García Esteban, R. <sup>(1)</sup>

(1) Departamento de Geografía, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid, España. [roberto.garcia@uam.es](mailto:roberto.garcia@uam.es); [rogaeste@gmail.com](mailto:rogaeste@gmail.com)

#### Abstract

This paper analyzes the topography and the geomorphological characteristics of the central sector of the Sierra de Guadarrama (Spanish Central Range) from the point of view of the geomorphological landscape. Using Digital Elevation Models (DEM) and topographic maps, the aim is to supplement conventional geomorphological analysis by applying indirect morphometric methods for the detailed study of landforms through topographic analysis in order to obtain maps of diverse morphometric parameters, resulting in an exhaustive study, which is useful and revealing both in terms of geomorphology and of landscape. The morphometric maps obtained for each variable, such as the density of the dissection, the depth of the dissection and the energy of the relief, are overlaid on the derived maps from the DEM using Geographical Information System (GIS). Their analysis, using both indirect and direct methods during several field studies, in combination with the geology and the geomorphology of the study area, allows a more accurate study of the unit delimitation of the geomorphological landscape at a detailed scale. In a mountainous environment with smooth and apparently homogeneous summits, this detailed study of the geomorphological landscape shows the existence of different types of summits. The results are presented as a typology of summits and a map synthesizing the detailed units of geomorphological landscape that can be found in the Sierra de Guadarrama National Park (Central Spain).

**Key words:** geomorphology; geomorphological unit; morphometry; mapping; landscape; Sierra de Guadarrama.



## Resumen

Este trabajo analiza la topografía y las características geomorfológicas del sector central de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español) desde el punto de vista del paisaje geomorfológico. Mediante el uso de Modelos Digitales de Elevación (MDE) y cartografía topográfica, se pretende complementar el análisis geomorfológico convencional con la aplicación de métodos morfométricos indirectos para el estudio detallado de las formas del terreno a partir del análisis topográfico para obtener mapas de diversos parámetros morfométricos que resulten reveladores y útiles en el estudio exhaustivo tanto de la geomorfología como del paisaje. Los mapas morfométricos obtenidos para cada variable, como la densidad de la disección, la profundidad de la disección y la energía del relieve, se superponen a los mapas derivados del MDE utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG). Su análisis en combinación con la geología y la geomorfología de la zona de estudio, tanto por métodos indirectos como directos durante varios trabajos de campo, permiten un estudio más preciso en la delimitación de unidades de paisaje geomorfológicas a escala de detalle. En un ámbito montañoso con cumbres suaves y aparentemente homogéneas, este estudio detallado del paisaje geomorfológico reveló la existencia de diferentes tipos de cumbres. Los resultados se presentan como una tipología de cumbres y un mapa que sintetiza las unidades de detalle del paisaje geomorfológico que se pueden encontrar en el Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama (centro de España).

**Palabras clave:** geomorfología; unidad geomorfológica; morfometría; cartografía; paisaje; Sierra de Guadarrama.

## 1. Introduction

In the integral study of the natural landscapes of a mountainous area, the relief and the geomorphological processes acquire special prominence. The relief is the structure or skeleton of every natural mountain landscape. In this sense, depending on the scale of the study, other components such as vegetation, geomorphological elements or physiography are often the basis for the configuration of the landscape.

The study of the landscape requires the examination of each of these components both together as well as separately (Bolós, 1992; Antrop, 2000; Bertrand *et al.*, 2006; Martínez de Pisón, 2009, 2010, 2014). For this purpose, direct or indirect methodologies, or combinations of both have traditionally been used (Loures *et al.*, 2015; Mayoh and Onwuegbuzie, 2015).

The first to appear were the direct methodologies (1970s), which are based on the subjective evaluation of landscape aesthetics based on sensory perceptions such as visual

or sound (Arthur *et al.*, 1977). However, some authors began to emphasize the need for quantitative landscape measurements to define indicators of landscape evaluation that would contribute to a conceptual framework for landscape planning (Tveit *et al.*, 2006; Ode *et al.*, 2008). In this way, indirect methods were developed that analyze the distribution of landscape components (vegetation, orography, etc.) whose combination defines the elements of the natural landscape.

Advances in geographic information technologies in recent decades have made possible more accurate studies, and sometimes reveal information that was previously difficult to access, among many other aspects. Indirect methods have increased since the advance of Geographic Information Systems (GIS) at the beginning of the 21st century (Perk *et al.*, 2007; Veronesi and Hurni, 2015), and a series of study factors were established and their impact on the landscape was evaluated (Martínez-Graña *et al.*, 2017). For these reasons, a comprehensive study of the landscape requires multidisciplinary teams capable of analyzing each of these components sepa-

rately, but without losing the overall picture. In this sense, geographers are well placed to provide an overarching point of view (Martínez de Pisón, 2009).

The Sierra de Guadarrama mountains have attracted the attention of many researchers and a large amount of work and research has been carried out on the fundamental components that compose the natural landscape of the mountains in the study area, such as its relief, the vegetation cover, its geomorphology, and even the morpho-tectonic evolution of the whole mountain range in which it is inserted (Bullón, 1988; Sanz, 1988).

However, the studies focused on the landscape and the delimitation of landscape units are scarce in general. Throughout the last few decades, especially since the declaration of the European Landscape Convention signed in Florence on October 20<sup>th</sup>, 2000, the landscape began to be considered as another resource to be protected, benefited from and preserved (European Landscape Convention, 2000). This resulted in the proliferation of landscape studies during the last three decades. Consequently, many of the components, such as geomorphology or vegetation, were reviewed and studied again in this region (Pedraza *et al.*, 2004; Bullón, 2006; Palacios *et al.*, 2012; García-Esteban, 2019). This, together with the technological advances (remote sensing and geographic information systems), allowed new contributions with more accurate and detailed studies complementing the knowledge of previously well-studied areas (Smith and Pain, 2009; Florinsky, 2017).

The principles underlying the methodology proposed and applied in this manuscript belong to the set of methodologies that are being used in a major project in the Sierra de Guadarrama. This overall methodology has been applied in other studies in some regions of Spain (Martínez de Pisón *et al.*, 2001, 2008) and is based on the dissociation of each of the main components of the physical environment (vegetation, physiography, geomorphology, etc.) for their separate analysis and

subsequent association. Landscape units are obtained from the interaction, combination, and integrated analysis of each of the components (Martínez de Pisón *et al.*, 2001; Bertrand *et al.*, 2006).

In this sense, the methodology proposed in this paper corresponds to the methodology applied in the overall project for the study of the geomorphological characteristics of the natural landscape in a mountainous area. In the morphometric analysis of topography, relief and geomorphological processes, indirect quantitative methods, as a complement, were applied.

Taking into account the topography and relief of the study area and starting from the existing geomorphological maps from the Spanish Geological Survey (IGME), the objective of the current paper is the presentation of a new map of detailed units of the geomorphological landscape.

This work presents both the procedure of the analysis of the topography and the relief at a specific, local or large scale (Zhang *et al.*, 2015), as well as the results of the quantitative morphometric analysis of the main characteristics of the relief of the central sector of the Sierra de Guadarrama. These results are very useful in the delimitation of detailed geomorphological units in the study area and are also relevant in the classification of different types of summits.

All this information is essential in order to understand the geomorphological characteristics of the natural landscapes of this mountainous area, which was declared a National Park in 2013 due to its natural value.

## 2. Materials and Methods

### 2.1. Study area

The study area is located in the Sierra de Guadarrama, in the Spanish Central System. This is the central sector of the Sierra and it is



here that the highest altitude of all the Guadarrama mountain range is reached by Peñalara peak, at 2,428 meters above sea level (m a.s.l.). Within this region an area of 51,728 hectares has been defined, which constitutes the study area shown in Figure 1.

The studied area is a mountainous domain formed by elevated blocks, *i*-horts or “pop ups”<sup>1</sup> that form two large mountain ranges; one in E-W orientation, i.e. the Cuerda Larga range (Cabeza de Hierro, 2,380 m a.s.l.); and another contiguous and almost perpendicular to it, in a NNE orientation, which corresponds to the southern half of the Montes Carpetanos (Peñalara, 2,428 m a.s.l.) (Fig. 1 and 2).

These two mountain ranges, together with the Sierra de la Morcuera, which is outside of the study area, frame the Upper Lozoya River Valley. A tectonic trench, *i*-graben or “pop down” that sinks between the elevated blocks of the two mountain chains previously mentioned and that closes it, forming an isolated or closed intramountain valley unique in all the Guadarrama and important in the configuration of the landscape of these mountains.

A third small mountain range, Siete Picos (2,138 m a.s.l.), extends the study area towards the west, between the passes of Navacerrada (1,860 m a.s.l.) and Fuenfría (1,796 m a.s.l.) as a continuous rocky outcrop (Fig. 1).

### 2.1.1. Geomorphological features, geological context, and tectonic background

In general terms, and differentiating several sectors and tectonic styles, the uplift of the

1. Nowadays, the terms “pop up” (raised block) and “pop down” (sunken block) are used to refer to the elevations and depressions that occur between two dipping faults of opposite vergence, through inverse faults, in regions of compressive tectonics. The aim is to differentiate this type of elevations and depressions from the terms “horst” and “graben” limited by normal faults associated with extensive tectonics. The “*i*” in *i*-horst and *i*-graben means horst and graben through inverse fault.

Spanish Central System is interpreted as a great “pop up”, which would represent the external limit of the system of compressive structures associated with the Betic orogeny linked to Alpine tectonics, and as a result of a “thin-skin thrust tectonic” which would affect the upper part of the crust (Banks and Warburton, 1991; González Ubanell, 1994; Pedraza, 1994; De Vicente *et al.*, 2019).

The Cenozoic Age saw the formation of the relief of the Central System, mainly during the Lower Oligocene-Miocene, as a consequence of the intra-platform compressive stresses that caused a series of dipping faults which raised the Variscan basement over the Duero and Madrid basins in a system of “pop up” and “pop down”, forming the current specific morphotectonic structure which the sector of the Sierra de Guadarrama presents within the Central Hispano-Portuguese System. Active dipping faults are only detected in the westernmost part of this intra-platform chain, in the Portuguese section (De Vicente *et al.*, 2007, 2019; De Vicente, 2009).

There is also an asymmetrical arrangement between the N and S edges which delimit this ante-country or intra-plate chain: in the south, basically by means of a large fault (the Cabalgamiento del Borde Sur, with a vertical displacement of more than 5 km), while in the north, it appears to be more distributed by means of a series of thick-skinned imbricated thrust faults (De Vicente, 2009). Similarly, after the alpine phases, the two basins have remained at different altitudes, with the northern one remaining higher and, as a result, an increase and intensification of river erosion in the southern area due to the lower base level of the Madrid basin.

According to the Geological Map of Spain (MAGNA) of the IGME, at 1:50,000 scale (Sheets 457, 458, 483, 484, 508 and 509), the materials found in the area of study are divided into three large rock groups (Fig. 2). On one hand, there are the ancient crystalline rocks of the Variscan massif of which the raised blocks or “pop ups” are composed and



which in the area of study can be divided in turn into two large geological groups: the pre-hercynian metamorphic rocks (gneissic domain) and the hercynian granitic rocks (granitic domain). And on the other hand, there are the sedimentary rocks.

The first set, the metamorphic rocks, correspond to the materials which underwent metamorphism during the Variscan orogeny in its different phases. The glandular orthogneisses are the most abundant, but also melanocratic glandular orthogneisses and leucocratic gneiss. In all of them, intrusions of philonian rocks, especially aplites, can be found.

The second unit that completes the crystalline rocks of the study area is the one constituted by the granitic materials.

These are plutonic rocks formed by intrusions. There are four types of granite which are most abundant: Adamellites with occasional amphibole, coarse-grained porphyritic (southwestern sector of the study area); oriented porphyritic adamellites (southern sector of the study area); biotitic adamellites (central sector of the study area); and coarse-grained leucogranites, type La Pedriza, (southern and south-eastern sector). Here you can find all kinds of shapes and microforms characteristic of granite such as tors, boulders, alterites, tafonis, panholes, among others.

The third large group of rocks in the area of study are the sedimentary rocks, belonging to the Mesozoic and Cenozoic (IGME).

Cretaceous sediments are found in the eastern sector of the study area (Fig. 2 and 3). They are mainly sands, clays, sandstones with dolomitic cement, gravels and dolomites which originated in the Mesozoic seas where several transgressions and regressions of the Cretaceous sea took place. They are often found on the right bank of the Lozoya Valley (Karampaglidis *et al.*, 2015).

The Cenozoic materials are mainly found on the opposite side, i.e. on the left bank of the

valley. They are mainly composed of conglomerates of blocks and pebbles from the Paleogene as well as blocks and pebbles from the Middle and Upper Miocene, which appear here in direct tectonic contact with metamorphic materials (glandular orthogenesis) due to the inverse fault through which the “pop down” sank.

Finally, the study area also includes materials from the Quaternary, where we find the scarcely developed terraces at the bottom of the Lozoya river valley, composed mainly of gravel, sand and silt.

The rest of the deposits are mainly located on mountain peaks and slopes. On the summits, they usually form active periglacial terraces and small solifluidal slides (Sanz, 1988; Bullón, 1988, 1995; García-Esteban, 1998; Palacios *et al.*, 2012), while on the slopes they generally appear as alluvial sediments, such as sand, silt, gravel and pebbles of a polygenic nature (granite, gneiss, quartz, etc.); colluviums in areas of quarries or scree, formed fundamentally by sand, pebbles and blocks; and morainic deposits, very heterometric materials, blocks, pebbles and gravel, not very organised and angular, a product of Quaternary glacial activity. The latter belong to the moraines of the circus glaciers that were scarcely developed here and are found in some places such as the Laguna Grande de Peñalara or Pepe Hernando's cirques. These moraines are not only well preserved, but also form a relevant, unique and valuable part of the characteristics of the natural landscapes of the study area (Fig. 3).

## 2.2. Methodology

### 2.2.1. Data sources

There is an extensive bibliography on the study of the Guadarrama relief and geomorphology processes, as well as other components of the physical environment. Among the most relevant works about this sector of the Guadarrama mountain closely related to the pur-



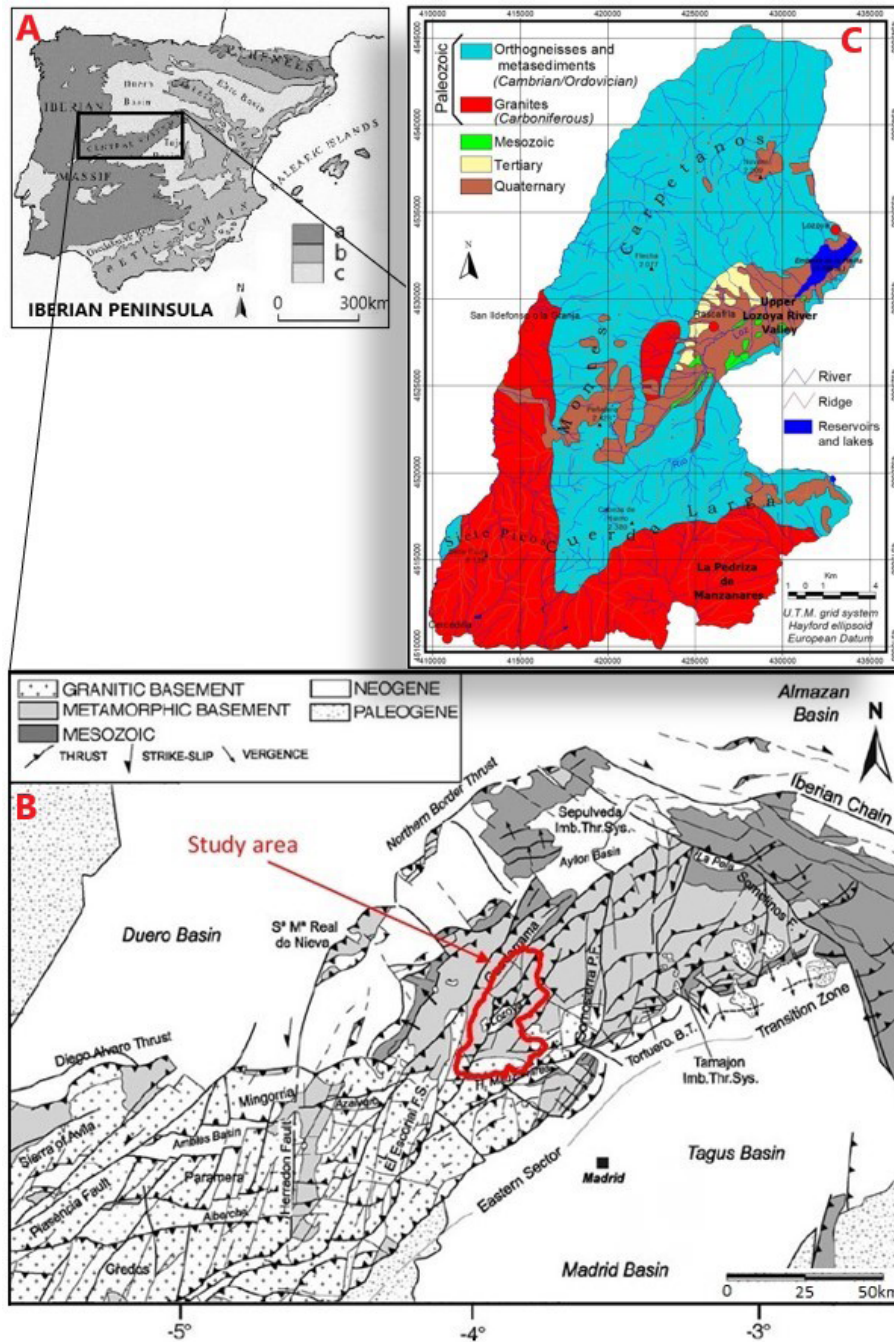


Figure 2: (A) Spanish Central System location within the Geological Iberian Regions: (a) Variscan basement; (b) Alpine orogens; (c) Cenozoic basins; (B) Tectonic map of the Cenozoic Central Ranges of Western Iberia (Modified from De Vicente et al., 2007); (C) Simplified geological map of the study area (Based on the Geological Map of Spain, MAGNA, IGME).

Figura 2: (A) Localización del Sistema Central dentro de las Regiones Geológicas de la Península Ibérica: (a) Basamento Varisco; (b) Orogenos Alpinos; (c) Cuenas Cenozoicas; (B) Mapa tectónico de las cadenas Cenozoicas Centrales del Oeste Peninsular (Modificado de De Vicente et al., 2007); (C) Mapa geológico simplificado del área de estudio (Basado en el Mapa Geológico de España, MAGNA, IGME).

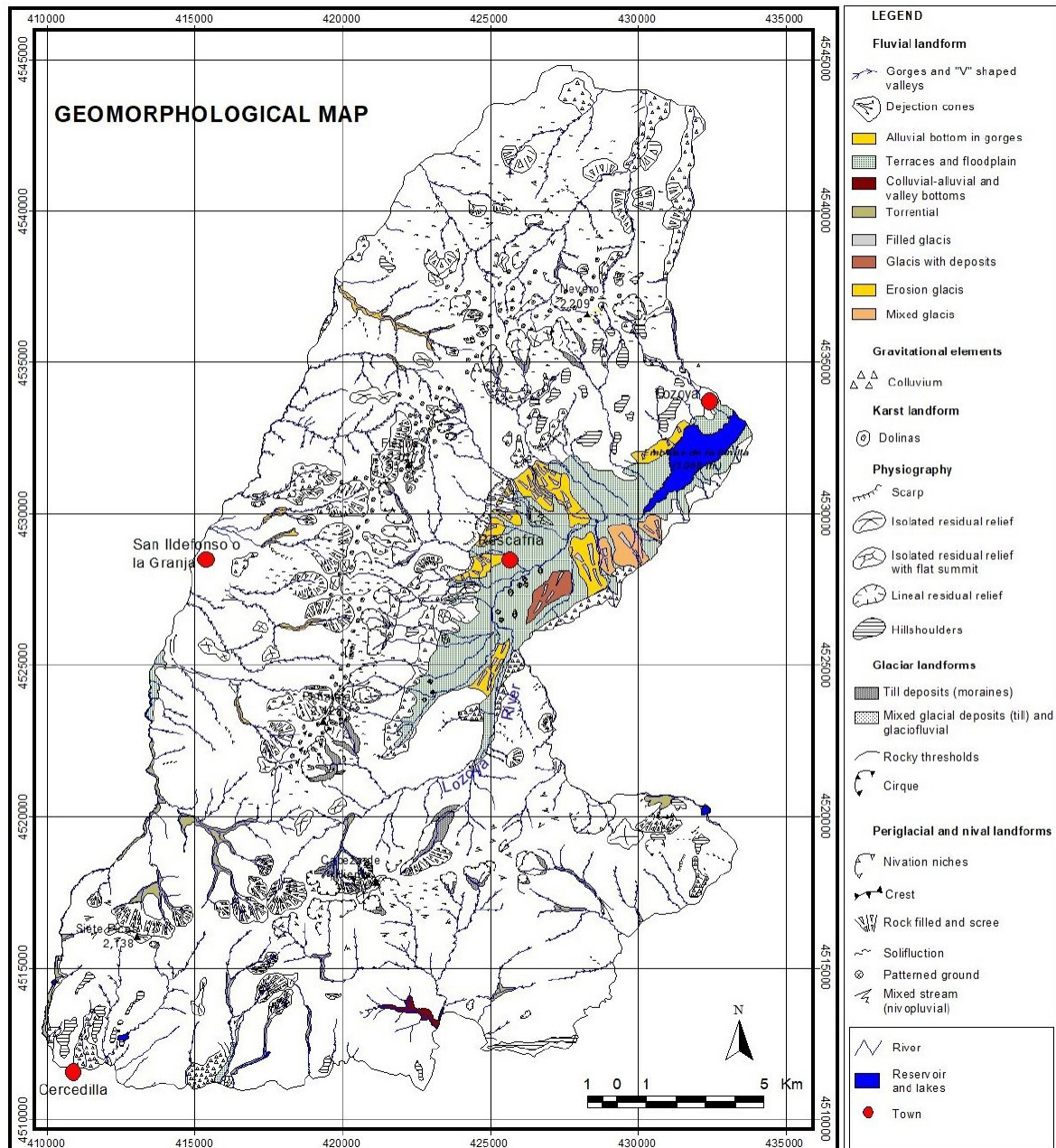


Figure 3: Geomorphological map of the study area (Based on Bardají *et al.*, 1990; Pedraza *et al.*, 1990; Bardají *et al.*, 1991; Fernández *et al.*, 1991; Pedraza *et al.*, 1991 and Sanz *et al.*, 1991. MAGNA, IGME).

Figura 3: Mapa geomorfológico del área de estudio (Basado en Bardají *et al.*, 1990; Pedraza *et al.*, 1990; Bardají *et al.*, 1991; Fernández *et al.*, 1991; Pedraza *et al.*, 1991 and Sanz *et al.*, 1991. MAGNA, IGME).



poses of this study are: Centeno *et al.*, 1983; Bullón, 1988; Sanz, 1988; Capote *et al.*, 1989; Martín-Serrano, 1994; Pedraza, 1994; Carrasco *et al.*, 1996; Pedraza *et al.*, 2004; Vegas, 2006; De Vicente, 2009; Palacios *et al.*, 2012. Among the data sources for the study of topography and relief, this research is based on the use of the National Topographic Map (MTN) from the National Geographic Institute of Spain (IGN) at 1:50,000 (Sheets 457, 458, 483, 484, 508 and 509) and 1:25,000 scales (MTN50 and MTN25, respectively) and the DEM of the National Geographic Information

Center of Spain (CNIG). Features of the DEM: Geographic Reference System (GRS) ETRS89 (compatible with WGS84); UTM projection; 5 meters resolution; Download file in ASCII ESRI format (.asc).

Both MTN25 and MTN50 were used for deriving the less complex maps from the DEM namely hillshade, slopes and altimetry. MTN25 and MTN50 (were further used for the analysis, interpretation and main value collection from the three main relief morphometry maps (Fig. 4).

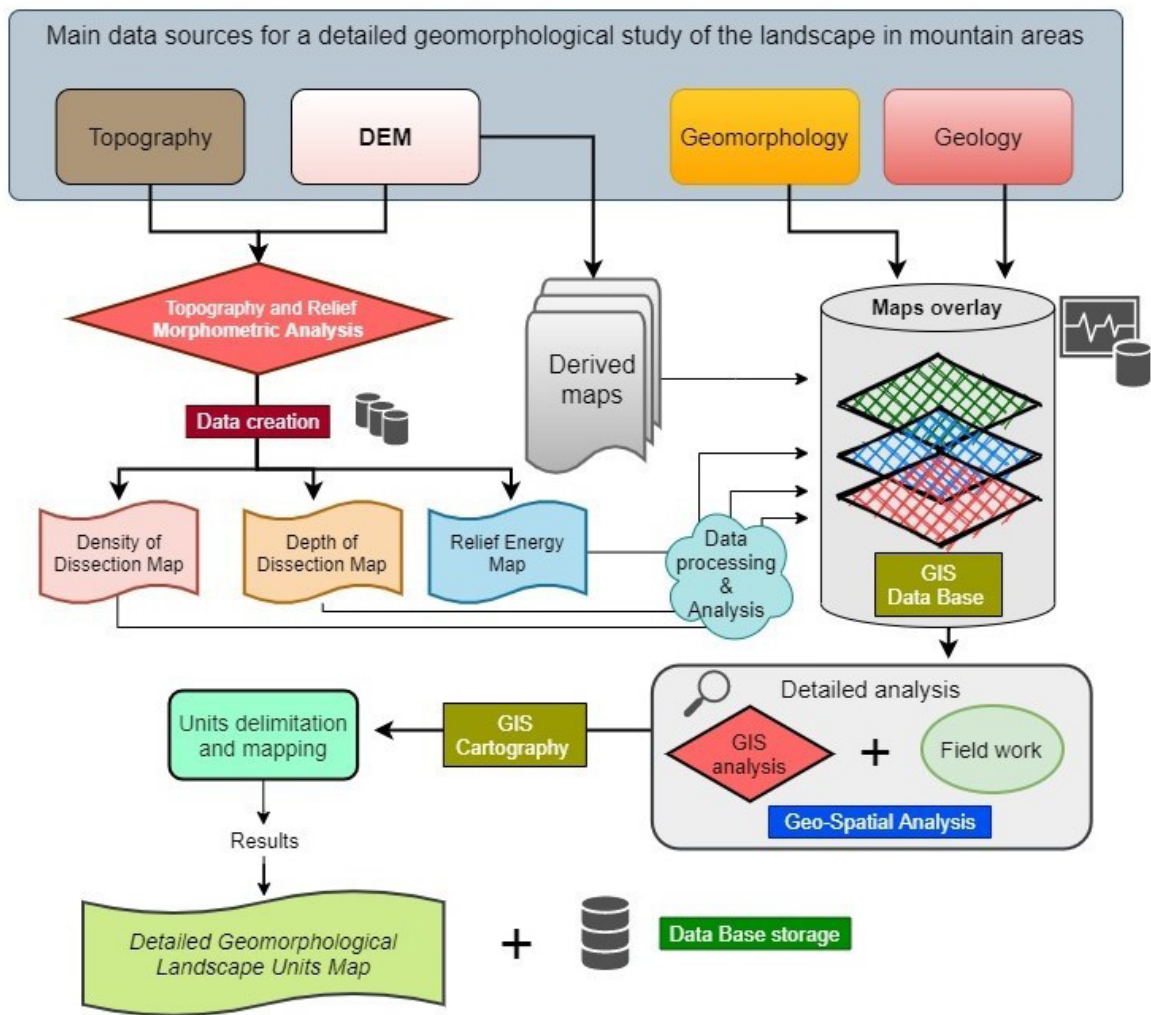


Figure 4: General methodology of the manuscript.

Figura 4: Metodología general del manuscrito.

In the same way, this research is grounded in the study of existing thematic maps of the most significant natural aspects of the landscape, such as geological maps from the IGME (Sheets 457, 458, 483, 484, 508 and 509 of the MAGNA Series at 1:50,000 scale) and aerial photographs published by the Ministry of Territorial Policy of the Autonomous Community of Madrid.

### 2.2.2. Basic relief maps. DEM and derived maps

The area of study was defined following the contour line that marks the break in the slope at the foot of the elevations (approx. 1,200-1,300 m a.s.l.). Only the lower areas corresponding to the Lozoya “pop down” in the upper valley remain as flatter areas. The first maps created are the most basic and derived, such as the hypsometric map, the slope or the hillshaded (Fig. 5) which nowadays are easily obtained with the automated tools offered by the Geographic Information Systems (GIS) from the digital elevation model (DEM) of the study area (Moore *et al.*, 1991; Deng, 2007). GIS make it easier and faster to calculate and chart maps derived from the DEM (Veronesi and Hurni, 2015). In this work, ArcGIS (ESRI) was used. Based on the DEM, and utilizing a series of tools already created (Slope and Hillshade Tools in *spatial analyst tools > surface* menu) in a simple and automatic way, it is possible to obtain all the basic derived maps of the relief.

### 2.2.3. Morphometry

Morphometry or geomorphometry is the quantitative analysis of the earth’s surface. Among its fundamental variables are altimetry, slope, and drainage density; although many more can be formed depending on morphodynamics and morphogenesis. Morphometric methods have long been used in many fields for the study of relief and geomorphology processes (Hengl and Reuter, 2008; Florinsky, 2017). Its application considers the vertical and horizontal resolution and applies interpolation

algorithms as well as derivative calculations and smoothing of its results (Goudie, 2004). The data processing can be done with different computer programs and GIS. In this study mainly Excel, Surfer, and ArcGIS were used.

This paper applies indirect quantitative morphometric methodologies using the DEM and topographic information as a complementary methodology to the geomorphological analysis. The products of this type of analysis are morphometric maps, which are useful in studies of slope evolution, erosion assessment and susceptibility to hazards (Peña Monné, 1997). The morphometric methods used are based on the works of Simonov (1985) and Lugo Hubp, (1988). This methodology is based on the division of space into grids with UTM coordinates of 1 km<sup>2</sup>, allowing work at the scale of 1:25,000 and 1:50,000 to obtain good surface data (Lugo Hubp, 1988). The three variables used are the dissection density, dissection depth and the energy of the relief.

To obtain the density and depth values of the dissection, the National Topographic Map was used at 1:50,000 scale, whose resolution UTM grid is 1 km<sup>2</sup>.

- Dissection density values: this density is obtained by the summation of all the measured lengths of the rivers, streams or talwegs in kilometers (length) taken per square kilometer (area).
- Dissection depth values: this value corresponds to the maximum depth from the central axis of the talweg to the steepest slope break. This map reflects the greater or lesser intensity in time of the fluvial processes, depending mainly on the lithological, tectonic, structural and bioclimatic characteristics (Lugo Hubp, 1988).

The same grid has also been used for the Energy of Relief Map and the area of study has been divided into the same one-kilometer squares. For each one of them a numerical value is obtained that results from the amplitude of the relief.

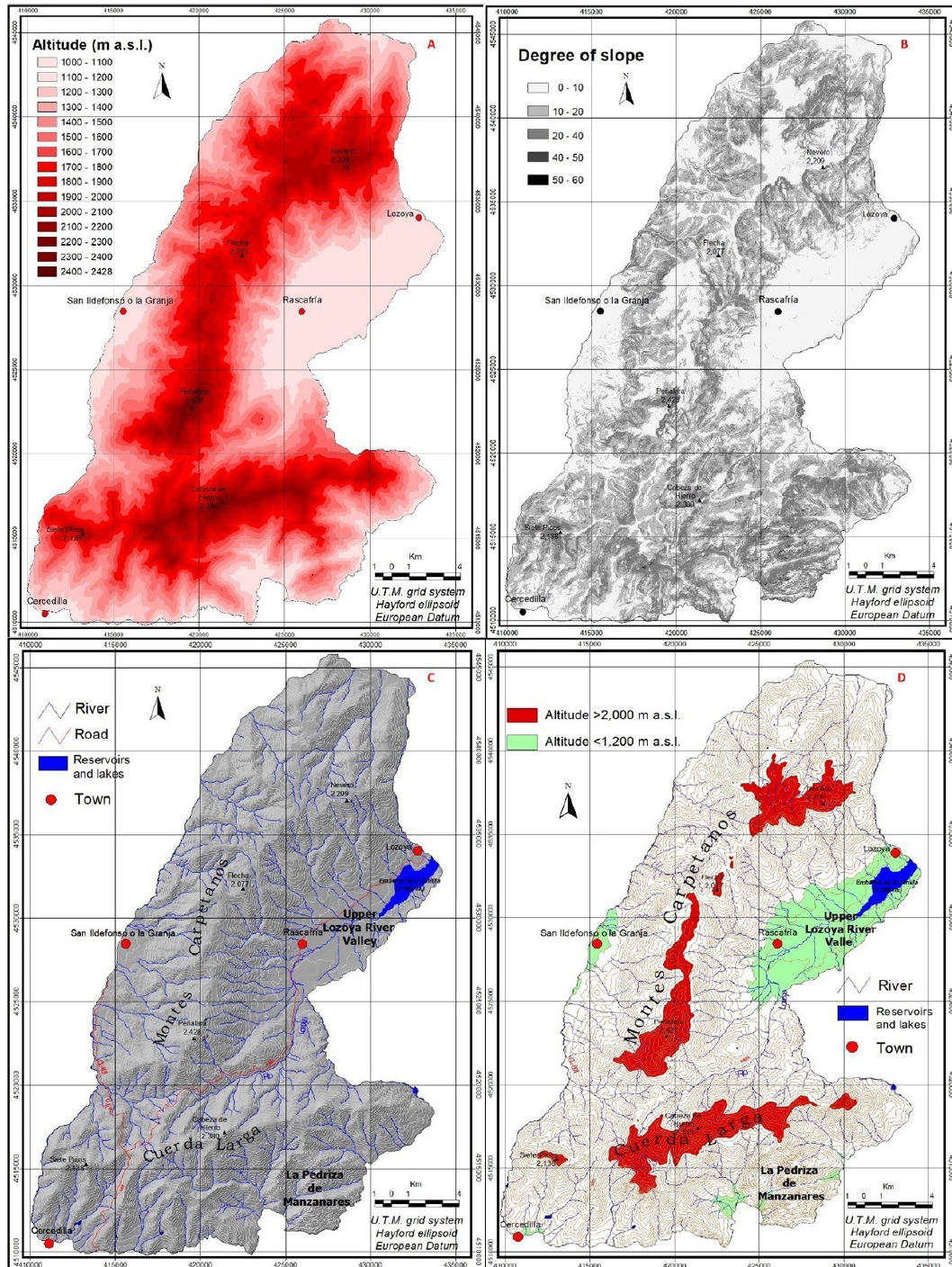


Figure 5. Basic maps of the relief characteristics and derived maps: (A) DEM; (B) Slope; (C) Hillshaded; (D) Areas above 2,000 m a.s.l. and below 1,200 m a.s.l. of the study area. (Based on the National Center for Geographical Information DEMs, IGN).

Figura 5: Mapas básicos de las características del relieve y derivados: (A) MDE; (B) Pendientes; (C) Sombreado; (D) Áreas por encima de 2.000 m s.n.m y por debajo de 1.200 m s.n.m. del área de estudio. (Basado en el MDE del Centro Nacional de Información Geográfica, IGN).



- Energy values: The difference between the maximum and minimum altitudes in meters was calculated in each of the grids and its value was noted. These values can be obtained manually or automatically using GIS. In this case, the amplitude values of the relief, the DEM was used by automated procedures.

Once the values for each 1 km<sup>2</sup> grid are obtained, a data matrix is produced for each of these variables. These matrices or tables are introduced in x,y,z files of any valid format for the program with which they are going to be processed, where the value of z corresponds to the value of each of the variables studied. In this case Excel sheets were used to be able to process the data in different software. The procedure continues with the data interpolation to create each of the variables. In this case the data was interpolated using the method of kriging (Ordinary), an advanced geostatistical procedure that generates an estimated surface from a scattered set of points with z-values (Calaña-Azcuy and Belete-Fuentes, 2014; ESRI, 2020).

After their interpolation, the respective maps were generated with the different morphometric variables that were used for the analysis and interpretation of the geomorphological study and the relief of this mountainous area's natural landscapes.

The method of analysis of these three maps of morphometric variables is based fundamentally on the overlapping and combining of each one of them with other layers such as the lithology, slope or geomorphological elements, using GIS.

### 2.3.3. Geomorphological landscape units mapping

The methodology for the geomorphological units mapping is based on the analysis of geomorphological processes and landforms, for the identification and delimitation of homogeneous areas, both in terms of geomor-

phological elements and dominant modelling (Demek *et al.*, 1972; Demek and Embleton, 1978; Peña Monné, 1997; Bertrand *et al.*, 2006; Dramis *et al.*, 2011; Knight *et al.*, 2011; Verstappen, 2011).

The geomorphological landscape units were obtained, fundamentally, from the morphometric analysis of the relief and especially from the analysis of the overlapping and combining of each of the variables obtained with other layers of information such as lithology, derived from DEM maps and geomorphological elements (Bardají *et al.*, 1990; Pedraza *et al.*, 1990; Bardají *et al.*, 1991; Fernández *et al.*, 1991; Pedraza *et al.*, 1991 and Sanz *et al.*, 1991) using GIS.

By overlapping all these geoinformation layers with the geological component and the geomorphological elements, and analysing it in detail, areas of similar geomorphological characteristics can be defined and, in this way, geomorphological units can be mapped (Demek and Embleton, 1978; Peña Monné, 1997; Dramis *et al.*, 2011).

Indirect methods for the analysis of relief, topography and morphological elements were complemented with direct methods, with several field works allowing a more detailed study of the geomorphological landscape (Loures *et al.*, 2015). Laborious and continuous field work was as important as it was necessary and fundamental as part of the direct methods in the detailed analysis of the landforms. These works were mainly based on survey and reconnaissance hikes, sampling and photography.

## 3. Results

### 3.1. Morphometry

#### 3.1.1 Map of Dissection Density

This map (Fig. 6) shows the fluvial density in the studied area. The highest values correspond to the slopes. In a mountainous area

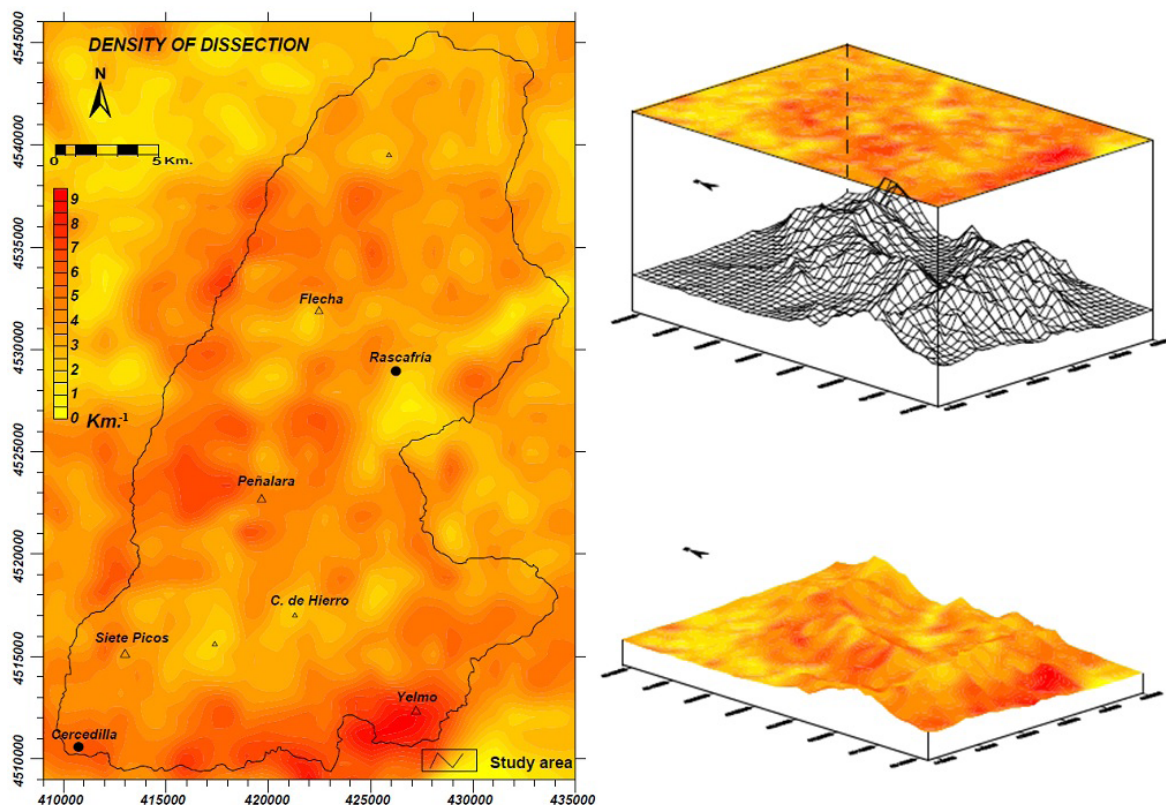


Figure 6: Map of Dissection Density.

Figura 6: Mapa de Densidad de la Disección.

with high morphotectonic control, the tendency is to concentrate the fluvial processes exploiting the weakness lines.

While in the largest area of the study with similar values, they show a clear tectonic control, as the runoff makes the most of the fracture network, which decreases the dissection density, in other sectors, the high tectonic-structural and lithological control is what determines this high density of the relief's dissection, as is the case for the granitic outcrop of La Pedriza de Manzanares. As a result of this and after an exhaustive analysis, among the areas with higher density of dissection, the following can be highlighted:

- The southeast, the Pedriza de Manzanares area: This is related to the intense fracturing and jointing, with the geomor-

phology and roughness of this sector. The lithological and structural control here is fundamental. Due to the impermeability of the rocky substratum and the intensity of the fracturing, the fluvial system runs through the dense morphological and lithostructural weave looking for the lines of weakness by gravity. As this happens, the regolith is evacuated, creating numerous valleys and small incisions in a wild environment where we also find strong encasements. These frequently create cliffs, gorges and other small corridors and nooks and crannies that have a great impact on the landscape.

- The western side of the Peñalara massif: In relation to features such as the mixed nivoperiglacial dynamics in the high slopes.



- The northern zone, near the Pirón River headwaters: Elevated and flattened summits that allow the formation of small valleys and streams. These are concentrated in incised gorges that cut through the morphostructural steps that articulate the entire study area.

In contrast, the areas with lower dissection density generally correspond to the summit areas. This is primarily due to the fact that they naturally act as watersheds but also to other factors such as lithology, morphogenetic evolution or the protection against erosion offered by the snow cover accumulated during winter. Among these areas, the lower values of the eastern central sector summits of Cuerda Larga —in the southern third of the studied area— stand out as a consequence

mainly due to their convex and rounded morphology, and the bottom of the valley of the main river, Lozoya River, which concentrates all the density of dissection in a single talweg.

### 3.1.2. Map of Dissection Depth

The dissection depth map (Fig. 7) depicts the greatest depth of incision of the most prominent watercourses in each 1 km<sup>2</sup> cell into which the study area has been divided.

In this case, it is clearly visible that the area with the highest density of dissection does not coincide with the area with the greatest dissection depth, as in the case of the Pedriza de Manzanares. Despite being one of the areas with the highest density of dissection, it is clear that in a large part of the area, its

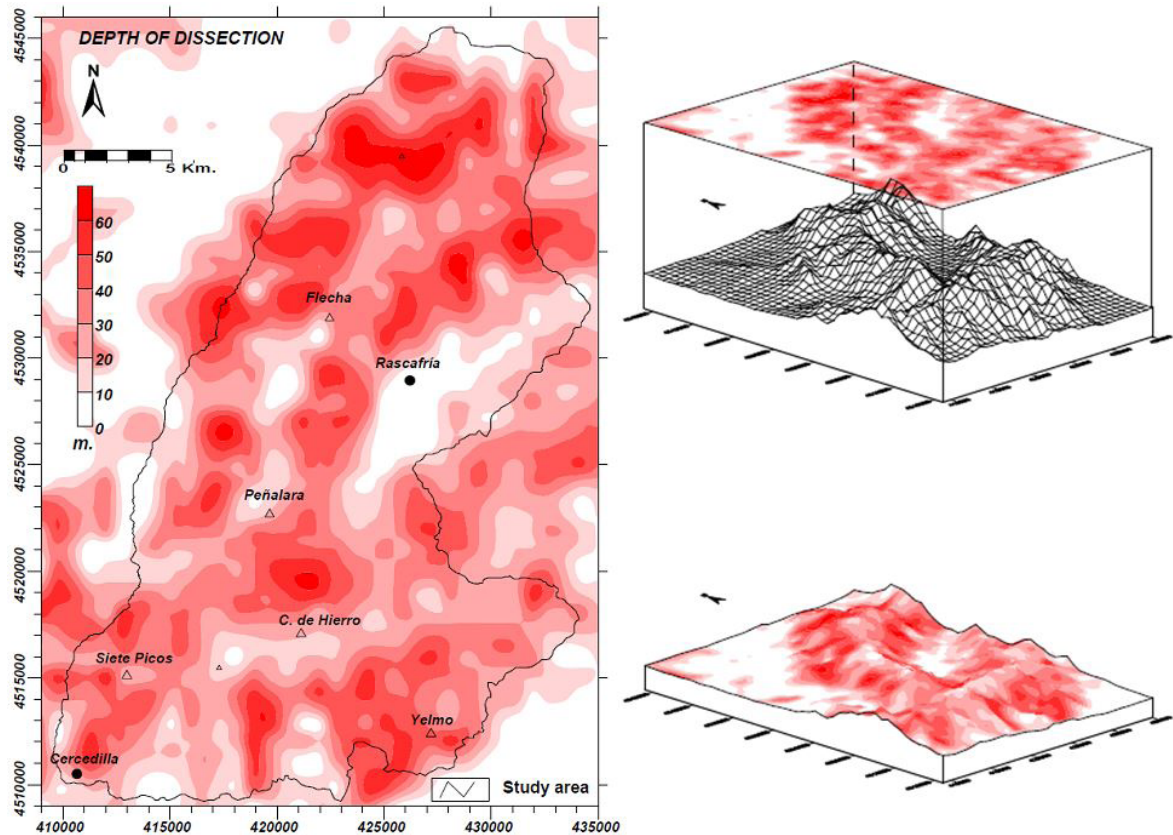


Figure 7: Map of Dissection Depth.

Figura 7: Mapa de Profundidad de la Dissección.

courses do not show great depth in the river bed, except in the main gorges.

In general, the northern area stands out for its greater extension and concentration of high values of depth of dissection. This zone corresponds to the area of the Nevero-Los Pelados massif and the strong incision of the courses that dismantle it such as the Viejo stream, the Artiñuelo stream and the Las Pozas river in the northern slope; or the Palomar stream, the Hoyos de Pinilla stream and the Sauca stream in the southern one (Fig. 1). These last streams, in the southern slope, are embedded in the numerous torrential and colluvial deposits on their way down to the Lozoya River.

The remaining areas with greater dissection depth are more scattered. They also reveal

the main gorge locations and the pronounced embedding fluvial encasements. They are located in the southern sector of the study area, because in their connection with the piedmont slope of the Madrid basin they have to overcome a greater unevenness. However, this not only happens in this sector but also on some of the Carpetanos' slopes that drain towards the Lozoya "pop down" giving rise to deep incisions.

Therefore, it can be seen how in the "pop up" of the Carpetanos a strong embedding in the pronounced slopes is produced, exploiting the fracture network and cutting the morphostructural steps. Normally, when the river beds leave these steps, the slope weakens severely and as a result some torrential cones appear.

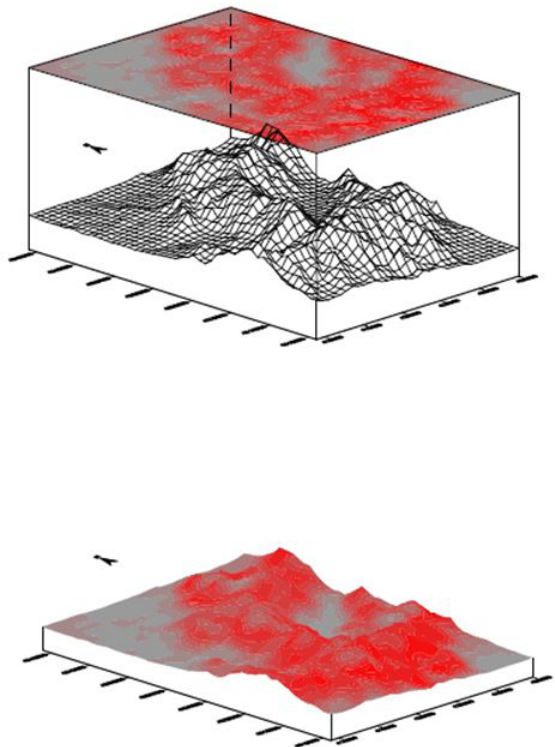
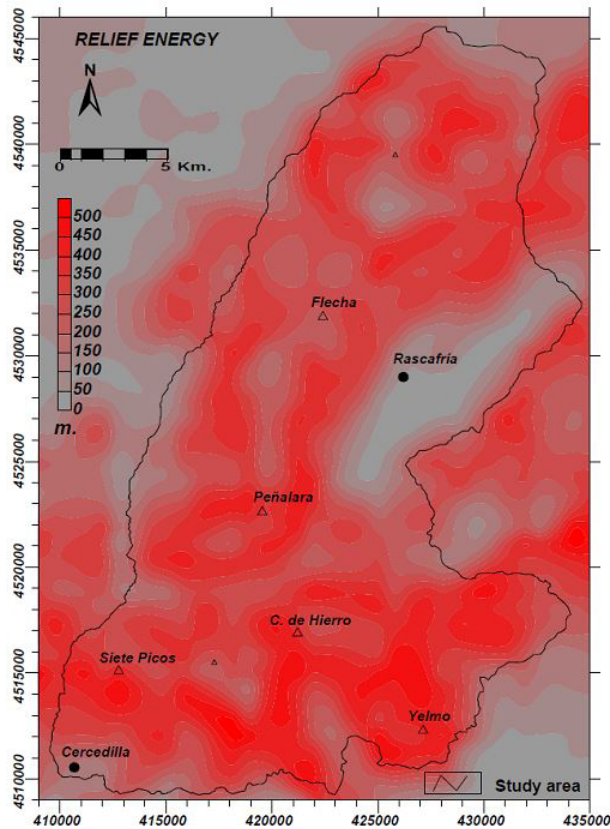


Figure 8: The Energy of the Relief Map.

Figura 8: Mapa de Energía del Relieve.

In the southern sector of Siete Picos and the Cuerda Larga, the perpendicular disposition of these strongly incised rivers is observed, creating incised rectilinear valleys such as the Pradillo River or the Gargantilla stream, and other deep incisions such as the Majadilla Stream in La Pedriza.

### 3.1.3. The Energy of the Relief Map

Two considerations can be extracted from this map (Fig. 8): first, the differentiation between the main “pop ups” and the Lozoya “pop down”, represented by maximum and minimum values, respectively; second, the map prompts us to a possible deduction of the arrangement of the main blocks that form the “pop ups” which form the major alignments of the area of study.

High values of energy or amplitude of the relief are also observed, for example, in the “pop up” of the Carpetan Mountains. These values fully coincide with: incised and deep valleys; glacial morphological elements such as cirque walls; and also with the strong unevenness produced between the morpho-structural steps of the high slopes and the medium and low slopes.

The clearest result in this map is the difference between the two main alignments that make up the framework of the studied area: the Montes Carpetanos “pop up” —their southern half— oriented NNE and NE; and in the southern sector, those of the Cuerda Larga and Siete Picos, which follow the E and ENE orientation (Fig. 1). As can be observed, in the southern area corresponding to the Siete Picos and the Cuerda Larga mountains is where the highest values of the energy of the relief are concentrated. In both the Siete Picos and the Cuerda Larga mountains, the northern slopes share greater similarities with those of the “pop up” of the Carpetanos while it is in the southern slopes where we find the greater values of amplitude of the relief.

The Carpetanos “pop up” shows lower than average values.

### 3.2. Map of detailed geomorphological landscape units

As a result of this study, the following detailed geomorphological landscape units of the study area were obtained and mapped (Fig. 10).

#### 3.2.1. Summits and high hillsides. Summits Typology.

The summits and high slopes of the study area are mostly above 1,850-1,900 m a.s.l.

Although it is true these mountains have been extensively worn and eroded throughout its geological history and, therefore, offers a mountain silhouette with smooth and rounded peaks, the results of this research reveal that this is not always the case. These profiles of smooth and hilly summits culminate in a narrower and more rugged way more frequently than was previously thought.

Within the three main groups of summits, the third group is further subdivided into three types, totalling five types which are described below (Fig. 9):

- Flattened wide summits

The wide flattened summits occupy the largest area among all the summits in the study area (Fig. 9-1). This is due not only to the fact that it is the typical peak morphology of the entire area, but it is also due to the special development in width that this summit unit reaches in certain sectors of the Montes Carpetanos alignment, as evidenced by the low slopes. The peaks of the Nevero-Romalo Pelado massif, in the north of the study area, or Dos Hermanas in Peñalara Massif, are two of the most representative examples of this type. In fact, it is in the gneissic lithology sectors where this type of summit acquires a greater width, although it is true that most of the summits are also gneissic substrate, except those of the Siete Picos. In the Cuerda Larga, the lithological limit of granites and gneisses almost coincide, but the dividing line is still gneissic (Fig. 2). In the latter mountain, the



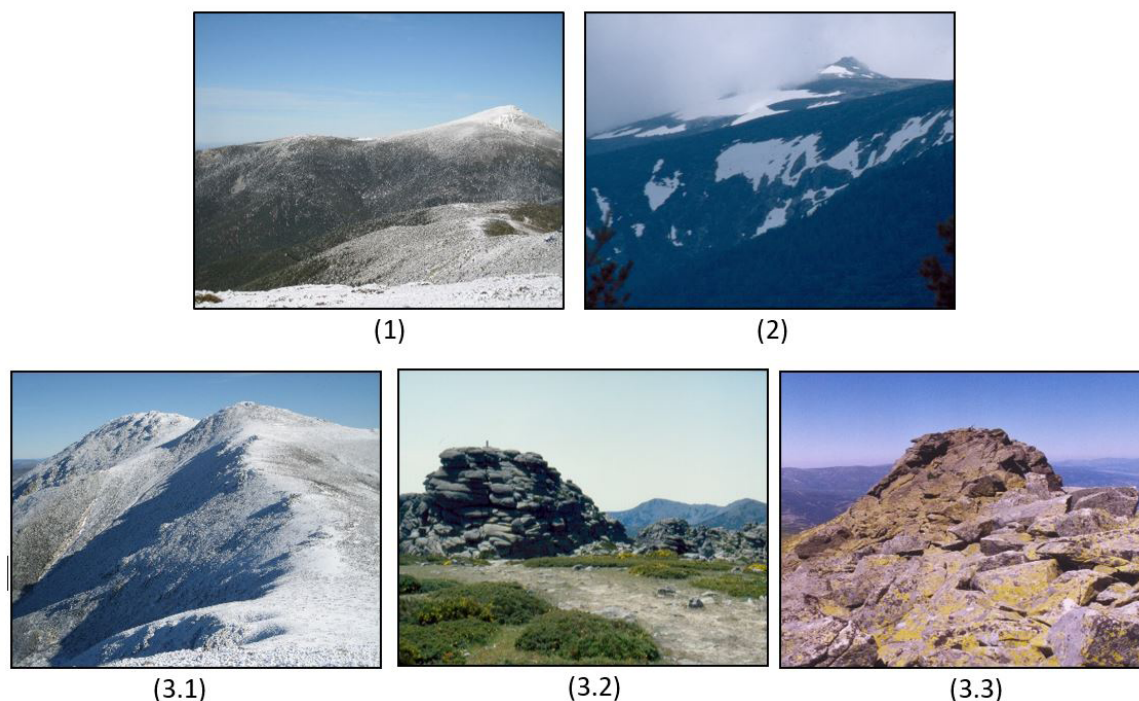


Figure 9. Summits typology of the study area: (1) Flattened wide summits (Dos Hermanas, Peñalara Massif); (2) Cirques and nivation niches with nivo-periglacial modelling (Hoyo Poyales cirque from Reventón Pass). (3) Narrow rounded and flattened summits with rocky outcrops: (3.1) Small scattered rocky outcrops along the summits (Cuerda Larga); (3.2) Tors (Siete Picos); (3.3) Crests and crags (Los Claveles crag).

*Figure 9. Tipología de cumbres del área de estudio: (1) Cumbres amplias y aplanadas (Dos Hermanas, Peñalara Massif); (2) Circos y nichos de nivación con modelado nivo-periglacial (Circo de Hoyo Poyales desde el Puerto de Reventón); (3) Cumbres estrechas, redondeadas y aplanadas, con afloramientos rocosos: (3.1) Pequeños afloramientos rocosos dispersos a lo largo de las líneas de cumbre (Cuerda Larga); (3.2) Tors (Siete Picos); (3.3) Crestas y riscos (Risco de Los Claveles).*

rounded and flattened surfaces of the summits are less extensive and discontinuous, and always with slopes below 10 degrees.

- Cirques and nivation niches with nivo-periglacial modelling

This type includes the zones with the glacial and periglacial elements that are in the highest hillsides linked with the summits (Fig. 9-2). Several criteria have been taken into account to group elements typical of glacier modelling in the same unit with elements generated by periglacial processes.

This is mainly due to the limited development that these elements acquire separately in the

study area and that it is not enough to constitute entities with the category of units as such.

Another reason for this grouping would be not only the age of the forms but also that of the operating processes. Although it is clear that the glacial elements correspond to the proper forms generated by the Pleistocene glacial processes that affected the Guadarrama mountain in the past, the periglacial elements can be attributed to current processes, which in many cases continue to act on the inherited glacial modelling. As a consequence of this, this work proposes to group both elements, glaciers and periglacial, in the same unit, taking as the main criterion of union that



both elements are part of the high mountain modelling.

Among the elements of glacial morphology, the glacial cirque stands out. The most important examples of these are the Laguna Grande de Peñalara and the Pepe Hernando cirques, in the Peñalara massif. Most of the other cirques show little development.

Most of these cirques have developed above 2,000 m a.s.l., some on lower altitudes, and on previous morphologies favourable to the snow accumulation, placing their accumulation zones between 2,000-2,300 m a.s.l. Their terminal moraines extend from 1,700 to 1,900 m a.s.l., and even lower as in the Hoyo Poyales cirque or that of the Arroyo del Artiñuelo stream, where the moraine fronts reach 1,600 m a.s.l.

The representative glacial and nivoperiglacial elements in the geomorphological landscape are completed by: thresholds, moraines and mixed glaciofluvial deposits, glacial landforms; and nivation niches, crests, scree slopes, blockfields and block corridors, as periglacial elements (Fig. 3).

- Narrow rounded and flattened summits with rocky outcrops

This typology shows similar characteristics to the rest of the summits in the area. They differ in that they represent narrower summits and according to the results obtained through the morphometric analysis of the relief, with slightly higher slope values. From the average maximum slope of 10 degrees in the type of wide summits (Fig. 9-1), it becomes 15 degrees in this type.

In addition, this type of summit is characterized by the presence of a series of rocky outcrops. Due to their morphology, distribution, representativeness and importance in the configuration of the natural landscape of the study area, these types of summits are further subdivided into the three following types of summits:

— *Small scattered rocky outcrops along the summits*

These rocky outcrops are scattered along the summit lines as small residual reliefs. They are composed of gneissic lithology with a marked tendency to weather into slabs. The gneissic rock outcrops are elements associated with the smooth surfaces that appear on summits and hills throughout the area. They are divided into a different typology due to their importance in the configuration of the natural landscape by highlighting more in this type of narrow rounded and gentle summits (Fig. 9-3.1). They are very significant in the shape and texture of the summit landscapes.

This type of summit is found on the peaks of the Cuerda Larga range that, although equally smooth and rounded, are narrower than those of the other unit. This typology coincides with the highest levels of this mountain range, Cabeza de Hierro (2,380 m a.s.l.) and Cabeza de Hierro Menor (2,376 m a.s.l.).

— *Tors*

These rock formations are found scattered in many places, but on the hill summits and due to their disposition, they stand out in the Sierra de Siete Picos.

A tor, also locally known as *tolmo*, is a free-standing rocky outcrop that rises abruptly from the surrounding smooth slopes of a rounded hill summit. They are typical of the rocky projections of strongly fractured massifs (Fig. 9-3.2). In the study area, they appear abruptly crowning the gentle culminations of the Siete Picos granite mountain range in the southwest of the study area, giving them a more abrupt physiography in contrast to the rounded summits on which they root. In addition to these formations, there are also other hemispherical landforms in the study area since many of the summit domains such as Siete Picos or La Maliciosa-Camorritos are open domes due to the distension, typical of the summit domains.

While there are tors in other localities of the study area, their delimitation and mapping were not considered as units due to their significant dispersion.

— *Crests and crags*

Crests and crags appear where the summits become most narrow. The flattened and rounded summits are replaced by rocky projections configured by the presence of blocks in a chaotic arrangement from intensely fractured bedrock, forming crests where the process of frost shattering takes place (Fig. 9-3.3). They differ from the previous types in that these crests and crags do not rise abruptly from the surrounding smooth slopes of a rounded hill summit. They present a very pronounced unevenness that directly links the steep slopes of the block's chaotic arrangement that form the crest with the acute slopes of the high hillsides.

In the study area, these peaks are found in the configuration of the high mountain landscape in the central zone in the Peñalara Massif, in the vicinity to the north of Peñalara peak (2,428 m a.s.l.), on the crag named as Los Claveles (2,389 m a.s.l.).

3.2.2. Polygenic foothills with valleys and hill-shoulders

The summits of the mountain foothills correspond to this unit and are articulated from the main alignments which present flat areas and cols at different altitudes, often culminating in rocky outcrops. With a morphology at the summit similar to the high mountain peaks, they also present periglacial activity. This unit is configured where this type offers a greater concentration and it is represented and mapped in a set of separate elongated polygons, each corresponding to the summit surfaces of each foothill or spur.

This occurs in two areas: in the southern area, the southern slope of the Siete Picos-Cuerda Larga mountain alignment; and in the nor-

theast area, the southern slope of the Neve-ro massif. The summit surfaces of mountains such as Camorritos, Los Porrónes or Cuerda de las Milaneras, with the top sectors of Cerro de los Hoyos-Torre de los Buitres, frame the Circo de la Pedriza Posterior, correspond to this unit.

3.2.3. Heavily fractured rocky outcrops with granitic modelling

This unit corresponds entirely to the Pedriza de Manzanares. Located in the extreme southeast of the study area, this large rocky outcrop formed by coarse-grained leucogranites, presents a pattern so characteristic of this type of lithology that it considerably stands out in the landscape. This rocky area, which is part of the southern foothills of the Cuerda Larga, acquires great relevance in the configuration of the natural and geomorphological landscapes of this area. Its marked fractures and dense jointing are perceptible at any scale. This also favours the effectiveness of the erosive agents, forming a rocky area with a labyrinthine appearance. Here a great variety of granite landforms are found at all scales (macro-meso-microforms).

3.2.4. Hillslopes with generalized fluvio-torrential and gravitational modelling

This unit makes up the rest of the hillslopes in the area. These are generally rectilinear surfaces, only interrupted by small inflections; and scarps with steep slopes, only modified by the generalized fluvio-torrential and gravitational modelling. This morphology of hillslopes is strongly related to the large faults that articulate the relief of the area and, therefore, linked to the structural characteristics of the tectonic blocks that make up these mountainous massifs. The main landforms have a fluvio-torrential or gravitational origin.

In this sense, by means of the morphometric analysis of the relief carried out with the methodology applied in this study, morpholo-

gical differences have been detected in some of the torrents, streams and rivers in the area. Consequently, in this larger unit three typologies are differentiated that give rise to three sub-units or more detailed geomorphological landscape units.

- Generalized fluvio-torrential and gravitational modelling

This is the unit to which most of the hillslopes of the study area belong. It coincides with the previous general explanation regarding the morphology and forms of fluvial modelling generated by the linear incision of torrents, streams and rivers. That is, scarp surfaces with fluvial modelling typical of the upper river course. The other type of modelling that generally identifies this unit are the gravitational deposits: colluvial material deposited in the middle and lower parts of the slopes, caused by gravity but sometimes regulated, to a greater or lesser extent, by other processes such as flash floods or solifluction.

- Deep fluvio-torrential modelling and gorges

Within the generalized modelling of the hillslopes, certain elements of fluvial modelling stand out. This unit is formed by elements of fluvio-torrential modelling that with greater development in depth present a more incisive morphology on the stream bed, forming gorges. It is important to note that among those not selected there are gorges with very steep slopes but which are wider, which in turn allowed the development of an alluvial-colluvial bottom.

In the study area, this unit is represented in the Arroyo de la Gargantilla stream, whose source is found in the southern vicinity of La Maliciosa (2,227 m a.s.l.), in the southern area of the study area; in scattered gorges of the head of the Eresma River, in the western sector of the Montes Carpetanos; in the northwest, with the Pirón River gorge; and to the north, with the headwaters of the Arroyo Vie-

jo and Artiñuela streams, both in which take advantage of the fracturing system and contribute to the erosion and dismantling of the Nevero-Romalo Pelado massif.

- Flat-bottomed rectilinear fluvial corridors

This corresponds to valleys of linear or rectilinear morphology with a tectonic origin, like most in the area, where the watercourse descends on a flat bottom with greater or lesser width and with mostly mixed, colluvial and torrential deposits, giving rise to a physiography of wide valleys despite the steep slopes of the hillslopes. Within the limits of the area, the bottoms of the valleys of the La Venta River located in La Fuenfría valley, and the Navacerrada River southwest of Maliciosa, both in the southwestern sector of the study area, belong to this unit.

### 3.2.5. Intramountain valleys

The intramountain depressions correspond to this unit. In the study area there are two types of this class of depressions: an isolated or closed one, which is almost completely located within the perimeter of the studied area and play an important role in the configuration of the natural landscapes corresponding to the “pop down” or Alto Lozoya’s trench; and an open one, of smaller dimensions, that reaches the contact with the piedmont slope of Duero basin and that corresponds to the head of the Eresma valley or Valsaín’s depression. Of the latter, only its right bank falls inside the limits of the study area.

- Closed intramountain depression. Upper Lozoya Valley

This is the best example of intramountain “pop down” found in the whole Sierra Guadarrama as well as being the only isolated or closed tectonic trench found in the entire Central System.

This whole set was articulated in the alpine deformations as a consequence of the intraplate compressive forces that caused a series

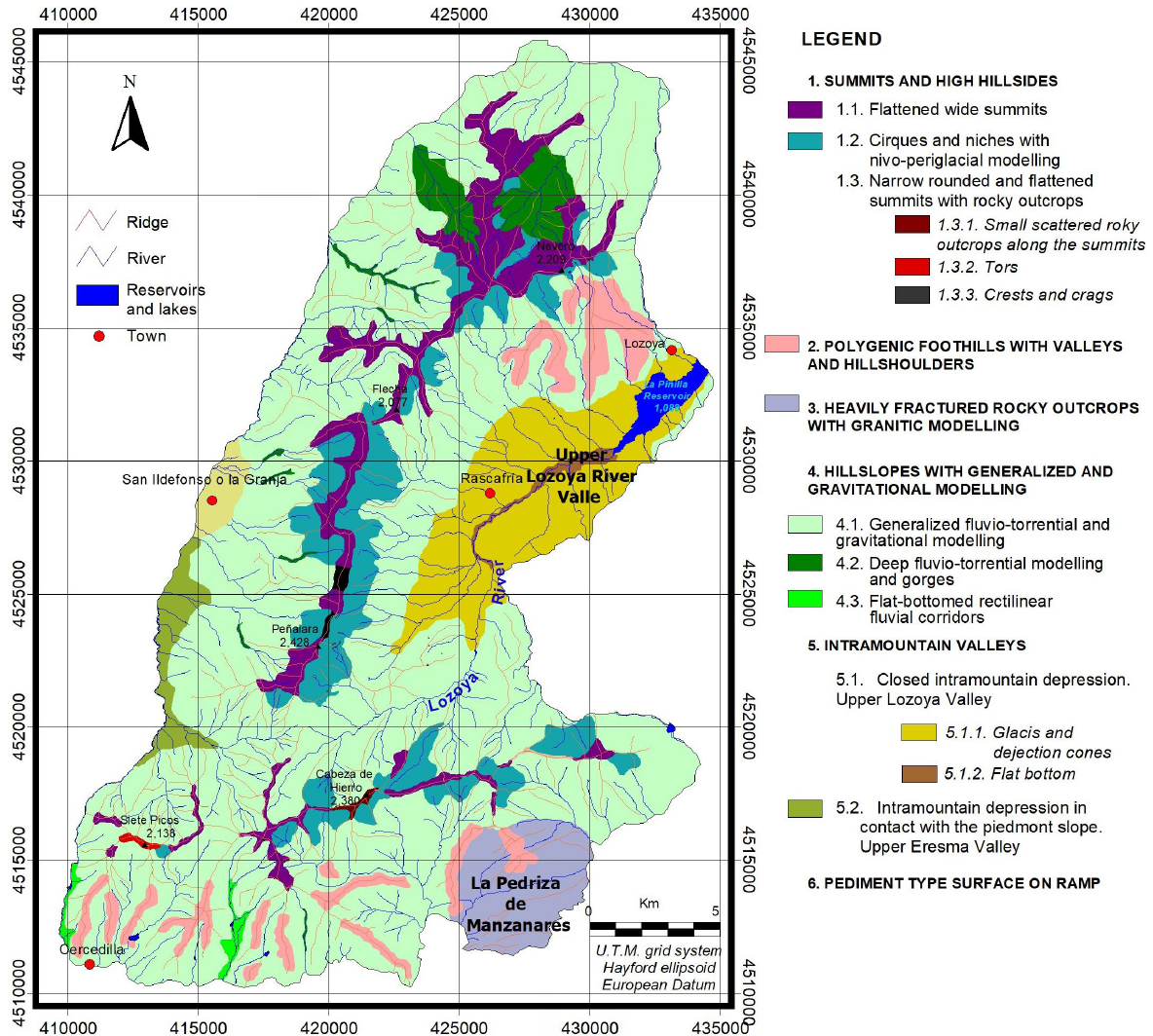


Figure 10: Map of detailed geomorphological landscape units.

*Figura 10: Mapa de unidades geomorfológicas detalladas.*

of thrusts that raised the Variscan basement over the Duero and Madrid basins in a system of “pop up” and “pop down” by means of a system of large faults, with a NE direction. These faults frame the trench within the upthrown blocks between two thrusts of opposite vergence.

Currently, a smooth topography at the center is shown at the bottom of the valley and somewhat more inclined at the edges in the

glacis area, sometimes being slightly inclined at the verge of the dejection cones, with an absolute amplitude of the relief around 300 m. Subsequently and according to the morphometric analysis, some gentle average slope values appear that differentiate two sets or smaller units in this geomorphological unit: cretaceous slopes, glacis and generalized dejection cones, with greater slope values and the flat bottom of the valley that configures the alluvial plain.



— *Glacis and dejection cones*

Footslopes or glacis and dejection cones form the last step or geomorphological element, before descending to the alluvial plain at the bottom of this valley. The glacis appear from fault fronts directly from the slopes, being able to reach significant slopes always directed towards the current river courses and, although it is normal that they have slopes lower than 10°-12°, most of them register gentle slopes lower than 7°. There are three different typologies in the study area: erosion glacis, associated with the initial downcutting of the hydrographic network, which affects both sedimentary fill and crystalline materials, even degrading previous morphologies; glacis with deposits, associated with processes of definition of the hydrographic network and the genesis of slopes or pediments, and covered by a thin debris layer; and mixed glacis, mixed forms between the alluvium of the main channel and the superposition of materials from the tributaries, associated with terracing processes and torrential phenomena.

Other geomorphological elements are the dejection cones or alluvial fans. These occur throughout most of this area on both banks of the Lozoya River, intermingling with the previously mentioned glacis. They are composed of thick materials and they were formed due to the abrupt change in slope gradient at the point where the mountain streams flow into the valley, which reduces the carrying capacity of the flow and as a result, much of the sediment load is deposited.

— *Flat bottom (Flood plain)*

This corresponds to the most depressed and flat area. It would be defined by what is the channel and the current flood plain. In the geomorphological landscape units map (Fig. 10) it is only defined by the presence of a narrow strip located from the source of the Lozoya River, at the outlet of the main streams and torrents, to the Pinilla reservoir.

- Intramountain depression in contact with the piedmont slope. Upper Eresma Valley

This unit corresponds to the other intramountain valley. Smaller than the upper Lozoya valley, it is the upper part of the transverse foothill trench of Valsain in the N-S direction, which is limited to the south by the Siete Picos massif and to the east by the Peñalara massif, as only its right bank is within the limits of the study area. Lacking a powerful sedimentary cover, only recent formations appear which connect directly with the Segovia piedmont slope.

### 3.2.6. Pediment type surface on ramp

This corresponds to a small section of the Duero basin piedmont slope on a pediment type surface in the upper Eresma Valley.

## 4. Discussion

Landscape analysis always presents certain difficulties to take into account before starting any project for its study. This is mainly due to the complexity of the landscape concept itself (Martínez de Pisón, 2009; Mejías Moreno *et al.*, 2016). To a certain extent, this is also due to the nature of the concept and the different meanings that have been given to it.

The study area is a mountainous area where there is a predominance of natural environmental elements in the configuration of the landscape. Among these elements, geomorphology and vegetation cover are the basis for their configuration. In order to study the topographic and geomorphological basis of the landscape, the proposed methodological model includes direct and indirect methods for the study of the landscape (Loures *et al.*, 2015; DiPietro, 2018).

The units are shown as those mappable spaces that present a certain homogeneity of their geomorphological elements but, in spite of the major advances in geographic information technologies, DEM or remote sensing and

unlike other studies where morphometric models can be designed, such as maps of natural hazards, landslides, etc. (Pérez Gómez, R. and Martínez Marín, R. 2004; Rubio *et al.*, 2009; Moreno, 2010; Quesada and Barrantes, 2017), there are limitations and disadvantages in the use of automatic/semi-automatic geographical feature classification to solve geomorphological mapping issues (Tricart, 1971; Peña Monné, 1997). This is mainly due to the need to use both quantitative (morphometric variables) and qualitative (landform, lithology, etc) variables. This aspect offers difficulties when implementing a model, so interpretation is often needed to be able to formulate proposals and solve cartographic problems. In this respect, direct methods were equally fundamental in the delimitation of units. Despite the great help of data acquisition, be it elevation or morphology, there are certain peculiarities and characteristics that can only be noticed in situ. The landscape has a shape, but also a face, a texture and a structure (Lobeck, 1939; Martínez de Pisón, 2010, 2016). At a detailed scale, field work can be key not only to validate but also to differentiate some units from others in relation to the texture of the landscape. Indirect morphometric methods allow us to explore the suitability of scales of greater or lesser detail for each of the purposes, but often it is the field work that is decisive in the process of classifying the characteristics of the detailed geomorphological landscape (Smith *et al.*, 2011).

The morphometric analysis of the relief allows analysis at different scales depending on the working resolution. This makes it possible, for example, to redefine fractures with a dominant NE-SW direction, which often intersect with others in the N-S direction and others, almost perpendicular to both, in a transverse E-W direction. This aspect, together with the lithology of mainly granites and gneisses (Fig. 2), subject the area to litho-tectonic and structural controls that are very evident in maps such as that of the energy of the relief (Fig. 8). This feature constitutes one of the main physiographic characteristics of the massifs and valleys in this sector of the

Guadarrama (Bullón, 1988; Sanz, 1988). In this case, it was found that high energy values of the relief can sometimes be related to areas of greater tectonic activity (Lugo Hubp, 1988). In Montes Carpetanos, moreover, the most energetic environments are those that were glaciated or with a post-glacial dynamic where periglacial activity was concentrated (García-Esteban, 1998; Carrasco *et al.*, 2016; Palacios *et al.*, 2017). In addition, the fitting processes in the fluvial network were more efficient by exploiting the network of fractures in this fundamentally gneissic lithology. These also coincide with the areas of highest altitude of this massif.

In the same way, at a more detailed scale, it was possible to obtain information about the intensity of fluvial processes and their distribution, through the values and the elaboration of maps of the dissection density (Fig. 6) and the dissection depth (Fig. 7). It was also possible to deduce information on permeability, runoff, rock type, and even structures or rainfall, and other features hidden in the cartographic information of the conventional topography map.

The highest values of dissection density are concentrated in La Pedriza de Manzanares (Pedraza *et al.*, 1989, 2014; Pedraza, 1994; García-Rodríguez and Centeno, 2014; García-Rodríguez *et al.*, 2015). Other high values are mainly distributed where the post-glacial evolution of the slope affected the river system densification (Palacios and De Marcos, 2004, Palacios *et al.*, 2012).

In this sense, due to glacial and periglacial morphologies (Palacios *et al.*, 2012, 2017; Bullón, 2016), which affect some sectors of the highest slopes, the processes of mixed nivo-pluvial streams generate a considerable increase of small incisions and trenches at the base of the cirques and nivation niches. As shown in the map (Fig. 6), this is reflected by the high values of dissection density in some sectors such as the high slopes of the Peñalara massif or in the northern third of the study area, in Flecha and the Pelados area.

On the other hand, the northern area, Nevero-Romalo Pelado massif, is an area where the Carpetanos' "pop up" is wider than elsewhere in the study area, with a morphology of broad, flattened summits that give way to steeply descending slopes where the river incises deeply (Capote *et al.*, 1989; De Vicente, 2009). On the northern slope some periglacial forms are installed on these high slopes while on the southern slope it is the small glacial cirques that often form the fluvial headwaters of the streams that cut and dismantle moraine deposits (Carrasco *et al.*, 2016; García-Esteban, 2019).

It became clear that scale is a determining factor, although it is true that the grid area for which the data is acquired will depend both on the phenomenon or variable that needs to be quantified and on the extension of the studied area. For an area of about 1,000 km<sup>2</sup> like the one dealt with here, this scale proved to be appropriate and advisable as it allowed work on scales of 1:25,000 and 1:50,000 and obtained good results.

For these reasons, the application of these combined methodologies also made it possible, within this delimitation of units, to obtain a classification of the different types of peaks and summits that can be differentiated in the study area:

- The wide flattened summits unit coincides with the summits surface of Schwenzner (1937). It is dotted with some monadnock type of relief and in high mountain areas it is affected by nivoperiglacial processes, as evidenced by the presence of elements such as geometric or structured soils, slabs, altered substratum by gelifraction, mixed nivopluvial stream, and nivoperiglacial modelling like solifluction processes (Sanz, 1988). This unit also corresponds with the snow accumulation areas, which apart from being one of the erosive agents in the area (Palacios and Sánchez-Colomer, 1996; Palacios and De Marcos, 2004; Palacios and Andrés, 2004a, 2010) adopts a primary role in the configuration

of the natural landscapes and their phenology.

- The cirques and nivation niches with nivoperiglacial modelling unit, where only the cirque of the Laguna Grande de Peñalara presents successive moraine series in several phases, whose chronology and evolution have been, and still are today, discussed by several authors since the beginning of the 19th century (Macpherson, 1893; Obermaier and Carandell, 1917; Fränze, 1959; Ontañón and Asensio, 1974; De Prado, 1975; Fuster and Cacho, 1979; Centeno *et al.*, 1983; Medina, 1986; Bullón, 1988; Sanz, 1988; Palacios *et al.*, 2012, 2017).
- And small scattered rocky outcrops along the summits, crest and crags, and tors (Bullón, 1988), within the narrow rounded and flattened summits with rocky outcrops type of summit.

## 5. Conclusions

The study area is a mountainous area in the interior of the Iberian Peninsula of generalized flattened or rounded peaks, sometimes interrupted by crests and rocky outcrops that enrich the physiographic variety of this mountainous landscape. The relief is organized in this sector forming two main mountain ranges of "two-thousanders", with the peak of Peñalara as the maximum altitude (2,428 m a.s.l.). Both block-mountains converge, forming an angle in which the head of the Lozoya valley is fitted. The physiographic characteristics of the studied area are defined by these mountain systems and valleys that are the result of the elevation of large blocks, or "pop ups" of the Variscan massif, articulated by means of large faults and fractures that separate them from each other.

This work achieved two fundamental objectives. Firstly, to explore the possibilities of this type of morphometric methodology that are well established and used for the study

of relief and geomorphological processes. Secondly, in a national context, the dissemination and contribution of unpublished maps focusing on certain features of the relief and the geomorphology processes of the Guadarrama mountains and their configuration as detailed geomorphological units in landscape.

Experimentation with working at different scales in relation to obtaining, creating and processing data on these morphological variables of the relief revealed the applicability of this type of methodology for future research.

The geomorphological heritage is an inseparable part of natural heritage and is made up of geomorphological elements that are particularly unique, mainly due to their scientific and/or educational interest. The methodology used in this work is useful for mapping the inventory of geomorphological elements. In this sense, the creation of this type of database is especially useful for the management and monitoring of the natural patrimony of protected natural areas; in this case, the national park.

This last observation is supported by the fact that sometimes large changes in the natural system can be detected through micro-changes and the interrelations between its agents and processes. We firmly believe it would be interesting to do an in depth investigation of how a detailed holistic study of the landscape and the interaction between each of its components could result in the early detection of changes which otherwise might go unnoticed at a regional spatial scale or in specific thematic studies.

Conversely, but also related to the scale of work, the results obtained for the summit and high hillslopes areas and their role and importance in the configuration of the physical-geographic landscapes of the study area should be highlighted. This research showed that these profiles of smooth and hilly summits culminate in a narrower and more rugged way more frequently than was previously thought. Through this investigation it was possible to

define the area of peaks and high hillsides as a unit of the geomorphological landscape at a detailed scale and also to establish a differentiation and typology of summits mapped as detailed units. Up to five summits typologies were determined and located, all of them revealing a marked lithological and structural control over the landform. This is supplemented by the value added by the uniqueness represented by the glacial modelling of the high slopes in the Sierra as a whole; its location, the distribution of its characteristic elements or its morphometric properties, which in many cases have even allowed us to differentiate landscape units. In this sense, a series of field works were fundamental.

Finally, it can be concluded that the application of these indirect methods such as quantitative morphometric analysis, and their superposition with other qualitative variables, such as geological composition, together with field work, were essential in the study, analysis and evaluation of the geomorphological bases of the natural landscape. In a regional context, the methodologies applied in this study have facilitated and allowed the detailed analysis of the relief and the elements of the geomorphological landscape; both of the most well-known sectors of the National Park, on which there are numerous studies carried out (certain sectors of Montes Carpatos and Cuerda Larga mountains), as well as others scarcely investigated, which constitutes another of its contributions.

## References

- Antrop, M. (2000). Background Concepts for Integrated Landscape Analysis. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 77 (1-2), 17-28. [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(99\)00089-4](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(99)00089-4)
- Arthur, L.M., Daniel, T.C., Boster, R.S. (1977). Scenic Assessment: An Overview. *Landscape Planning*, 4, 109-129. [https://doi.org/10.1016/0304-3924\(77\)90014-4](https://doi.org/10.1016/0304-3924(77)90014-4)
- Banks, C.J., Warburton, J. (1991). Mid-Crustal Detachment in the Betic System of Southeast Spain. *Tectonophysics*, 191 (3-4), 275-289. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90062-W](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90062-W)



- Bardají, T., De Dios Centeno, J., Sanz, M. A. (1991). Mapa Geomorfológico, Hoja de Turégano (457). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Bardají, T., De Dios Centeno, J., Fernández, P., Pedraza, J. (1990). Mapa Geomorfológico, Hoja de Cercedilla (508). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Bertrand, G., Bertrand, C., Rodríguez Martínez, F. (2006). *Geografía del medio ambiente. El sistema GTP: geosistema, territorio y paisaje*. Servicio de publicaciones de la Universidad de Granada, Granada, 403 pp.
- Bolós, M. de (1992). *Manual de Ciencia del Paisaje. Teoría, Métodos y Aplicaciones*. Masson, Barcelona, 273 p.
- Bullón, T. (1988). *El Guadarrama occidental: trama geomorfológica de un paisaje montañoso*. Consejería de Política Territorial, Madrid, 283 pp.
- Bullón, T. (1995). Hill Slope Erosion, Environmental Changes and Land Management on a Spanish Mountain. *Physics and Chemistry of the Earth*, 20 (3-4), 339-344. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(95\)00046-1](https://doi.org/10.1016/0079-1946(95)00046-1)
- Bullón, T. (2006). Valores geomorfológicos en el entorno natural, histórico y artístico del valle de Valsain (Segovia). *Trabajos de Geología*, 26, 111-120.
- Bullón, T. (2016). The Upper Pleistocene on the Northern Face of the Guadarrama Mountains (Central Spain): Palaeoclimatic Phases and Glacial Activity. *Geomorphology*, 268, 233-245. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.015>
- Calaña-Azcuy, A.L., Belete-Fuentes, O. (2014). Análisis de la precisión de los interpoladores del Surfer en la modelación de relieves con pendientes abruptas. *Minería y Geología*, 30 (4), 89-103.
- Capote Villar, R., De Vicente, G., González Casado, J.M. (1989). Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). *Geogaceta*, 7, 20-22.
- Carrasco, R.M., Díez Herrero, A., Pedraza Gilsanz, J. de. (1996). Morfoestructura y modelado en el Sistema Central español. In: M. Segura Redondo, M., Bustamante Gutiérrez, I., Bardají Azcárate, T. (Eds.) *Itinerarios geológicos desde Alcalá de Henares*, Universidad de Alcalá, 55-80.
- Carrasco, R.M., Pedraza Gilsanz, J. de, Willenbring, J., Karampaglidis, T., Soteres, R.L., Martín-Duque, J.F. (2016). Morfología glacial del Macizo de Los Pelados-El Nevero (Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama). Nueva interpretación y cronología. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 110, 49-64.
- Centeno, J. C., Pedraza, J., Ortega, L.I. (1983). Estudio Geomorfológico Del Relieve de La Sierra de Guadarrama y Nuevas Aportaciones Sobre Su Morfología Glacial. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección geológica*, 81 (3-4), 153-171.
- Centro Nacional de Información Geográfica. Centro de Descargas del CNIG (IGN) Available online: <http://centrodedescargas.cnig.es> (accessed on 27 December 2020).
- De Prado, C. (1975). *Descripción Física y Geológica De La Provincia De Madrid*. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, Madrid, 352 pp.
- De Vicente, G. (2009). Guía ilustrada de los cabalgamientos alpinos en el Sistema Central. *RE-DUCA Geología*, 1 (1), 1-151.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martín, A., Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, S., González Casado, J.M., Van Wees, J.D., Álvarez, J., Carbó, A., Olaiz, A. (2007). Cenozoic Thick-Skinned Deformation and Topography Evolution of the Spanish Central System. *Global and Planetary Change*, 58 (1-4), 335-381. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.042>
- De Vicente, G., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A. J., Vegas, R.; Antón López, L., Martín-Velázquez, S., Giner-Robles, J., Rodríguez-Pascua, M. (2019). La Deformación Alpina En El Sistema Central Español. *Geo-Guías*, 11 (11), 299-308.
- Demek, J., Embleton, C., Gellert, J.F., Verstappen, H.T. (1972, Eds.) *Manual of Detailed Geomorphological Mapping*. International Geographical Union. Commission on Geomorphological Survey and Mapping. Academia, Prague, 344 pp.
- Demek, J., Embleton, C. (1978, Eds.). *Guide to Medium-Scale. Geomorphological Mapping*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 384 pp.
- Deng, Y. (2007). New trends in digital terrain analysis: landform definition, representation, and classification. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 31 (4), 405-419. <https://doi.org/10.1177/0309133307081291>
- DiPietro, J.A. (2018). *Geology and Landscape Evolution: General Principles Applied to the United States*. Elsevier, Amsterdam, 636 pp.

- Dramis, F., Guida, D., Cestari, A. (2011). Nature and Aims of Geomorphological Mapping. In: M.J. Smith, P. Paron, J.S. Griffiths, (Eds.), *Developments in Earth Surface Processes*, 15, 39-73. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00003-3>
- ESRI (2020). How Kriging Works Help. ArcGIS for Desktop Available online: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/how-kriging-works.htm> (accessed on 27 December 2020).
- Council of Europe, Florence 2000. European Landscape Convention Available online: <https://rm.coe.int/1680080621> (accessed on 21 November 2020).
- Fernández, P., De Dios Centeno, J., Bardají, T., Sanz, M. A., (1991). Mapa Geomorfológico, Hoja de Buitrago del Lozoya (484). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. M<sup>o</sup> Industria. Madrid.
- Florinsky, I.V. (2017). An illustrated introduction to general geomorphometry. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 41 (6), 723-752. <https://doi.org/10.1177/0309133317733667>
- Fränze, D. (1959). Glaziale Un Periglaziale Formbildung Im Östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien). *Bonner geographische Abhandlungen*, Bonn. 26, 1-80. In: J. Sagredo (1978, Traducción), *Estudios Geográficos*, 39 (151), 203-231 y (152), 363-419.
- Fuster, J.M., Cacho, L.G. (1979). Sobre El Metamorfismo Regional Progresivo En El Guadarrama Oriental (Sistema Central Español). *Estudios Geológicos*, 26, 327-329.
- García-Esteban, R. (1998). *Geomorfología, nieve y paisaje en las partes altas del Macizo de Peñalara*. Tesina de licenciatura, Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, 79 pp.
- García-Esteban, R. (2019). Bases Geomorfológicas y Biogeográficas en el Análisis y Configuración de los Paisajes Naturales de la Vertiente Septentrional del Macizo de Nevero, (Sierra de Guadarrama, España). *Mundo Investigación*, 1, 21-42.
- García-Rodríguez, M., Centeno, J. D. (2014). Identificación de fases erosivas en la Pedriza de Manzanares a partir de formas de alteración expuestas. *Tecnología y Desarrollo*, 12, 3-19.
- García-Rodríguez, M., Gómez-Heras, M., Álvarez de Buergo Ballester, M., Fort González, R., Aróztegui, J. (2015). Polygonal cracking associated to vertical and subvertical fracture surfaces in granite (La Pedriza Del Manzanares, Spain): considerations for a morphological classification. *Journal of Iberian Geology*, 41 (3), 365-383. [https://doi.org/10.5209/rev\\_JIGE.2015.v41.n3.48860](https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2015.v41.n3.48860)
- González Ubanell, A. (1994). Los modelos tectónicos del Sistema Central Español. *Cadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19, 249-260.
- Goudie, A. (Ed.) (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, 1156 pp.
- Hengl, T., Reuter, H.I. (Eds.) (2008). *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Elsevier Science, Amsterdam, 33, 796 pp.
- Karampaglidis, T., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A. (2015). Geomorphology of the Lozoya River Drainage Basin Area (Community of Madrid, Spanish Central System). *Journal of Maps*, 11 (2) 342-353. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.926103>
- Knight, J., Mitchell, W.A., Rose, J. (2011). Geomorphological Field Mapping. In: M.J. Smith, P. Paron, J.S. Griffiths (Eds.), *Developments in Earth Surface Processes* (Chapter Six), Geomorphological Mapping, 15, 151-187. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00006-9>
- Lobeck, A.K. (1939). *Geomorphology: an introduction to the study of landscapes*. McGraw-Hill Book, New York, 731 pp.
- Loures, L., Loures, A., Nunes, J., Panagopoulos, T. (2015). Landscape Valuation of Environmental Amenities throughout the Application of Direct and Indirect Methods. *Sustainability*, 7 (1), 794-810. <https://doi.org/10.3390/su7010794>
- Lugo Hubp, J.I. (1988). *Elementos de geomorfología aplicada*. Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., 132 pp.
- Macpherson, J. (1893). Fenómenos Glaciares En San Ildefonso (Segovia). *Actas Sociedad Española De Historia Natural*, 12, 144-147.
- Martín-Serrano, A. (1994). El relieve del Macizo Hespérico: génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. The relief of the Hesperic Massif: genesis and chronology of the main morphological elements. *Cadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19, 37-55.
- Martínez de Pisón, E. (2009). Los paisajes de los geógrafos. *Geographicalia*, 55, 5-25.
- Martínez de Pisón, E. (2010). Saber ver el paisaje. *Estudios Geográficos*, 71 (269), 395-414. <https://doi.org/10.3989/estgeogr.201013>
- Martínez de Pisón, E. (2014). Teorías del paisaje. In: *Geoecología, cambio ambiental y paisaje: homenaje al profesor José María García Ruiz*. Instituto Pirenaico de Ecología, 415-426.
- Martínez de Pisón, E. (2016). Paisaje y geografía. *Boletín de la Institución Libre de Enseñanza*, (102-103), 27-40.

- Martínez de Pisón, E., Arozena, M.E., Serrano, E. (2001). *Las Unidades de Paisajes Naturales de La Reserva de La Biosfera Ordesa-Viñamala: Estudio Geográfico*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Sevilla, 366 pp.
- Martínez de Pisón, E., Concepción, M.E.A., Yanes, E.B., Ruiz, C.R. (2008). El paisaje como criterio de valoración territorial: el Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias). *Revista de Estudios de Turismo de Canarias y Macaronesia*, 0, 155-178.
- Martínez-Graña, A.M., Silva, P.G., Goy, J.L., Elez, J., Valdés, V., Zazo, C. (2017). Geomorphology Applied to Landscape Analysis for Planning and Management of Natural Spaces. Case Study: Las Batuecas-S. de Francia and Quilamas Natural Parks, (Salamanca, Spain). *Science of the Total Environment*, (584-585), 175-188. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.01.155>
- Mayoh, J., Onwuegbuzie, A.J. (2015). Toward a Conceptualization of Mixed Methods Phenomenological Research. *Journal of Mixed Methods Research*, 9 (1), 91-107. <https://doi.org/10.1177/1558689813505358>
- Medina, M.A. (1986). Una estructura mayor de la Península Ibérica y su proyección hacia el Atlántico. *Boletín Geológico y Minero*, 97 (6), 113-121.
- Mejías Moreno, M., Pozo Tejado, J. del, Albacete Carreño, L., Villarroya, F. (2016). El agua en la Sierra de Guadarrama. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, 110 (1-4), 65-88.
- Moore, I.D., Grayson, R.B., Ladson, A.R. (1991). Digital Terrain Modelling: A Review of Hydrological, Geomorphological, and Biological Applications. *Hydrological processes*, 5 (1), 3-30. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360050103>
- Moreno, J.B. (2010). Clasificación geomorfométrica a partir de datos lidar en un área minera degradada en: Ojeda, J., Pita, M.F. y Vallejo, I. (Eds.), *Tecnologías de la Información Geográfica: La Información Geográfica al servicio de los ciudadanos*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla, 930-941.
- Obermaier, H., Carandell, J. (1917). Los glaciares cuaternarios de la sierra de Guadarrama. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Serie geológica*, (19), 92 pp.
- Ode, Å., Tveit, M.S., Fry, G. (2008). Capturing Landscape Visual Character Using Indicators: Touching Base with Landscape Aesthetic Theory. *Landscape Research*, 33 (1), 89-117. <https://doi.org/10.1080/01426390701773854>
- Ontañón, J.M., Asensio, I. (1974). El Circo Microglaciar Del Collado Siete Picos En La Sierra de Guadarrama. *Actas Reunión Grupo Trabajo Cuaternario*, 113-117.
- Palacios, D., Sánchez-Colomer, M.G. (1996). La eficacia erosiva de la acción nival y su relación con la herencia geomorfológica: Macizo de Peñalara, Sistema Central. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21, 531-542.
- Palacios, D., De Marcos García, F.J. (2004). Efectos de la nieve y la temperatura del suelo en la actividad geomorfológica: primeros resultados de su monitorización en la Sierra de Guadarrama. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 99 (1-4), 25-36.
- Palacios, D., Andrés de Pablo, N. (2004a). Interrelación nieve/geomorfología en la Sierra de Guadarrama: altas cuencas del Ventisquero de La Condesa y Vademartín. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 85-116. <https://doi.org/10.18172/cig.1136>
- Palacios, D.; Andrés de Pablo, N. (2004b). Tipología y evolución de los nichos de nivación en la Sierra de Guadarrama, España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 99 (1-4), 141-158.
- Palacios, D., Andrés de Pablo, N. (2010). Cobertura nival y distribución de las temperaturas en el suelo en las cumbres de la Sierra de Guadarrama. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36 (2), 7-38. <https://doi.org/10.18172/cig.1236>
- Palacios, D., Andrés de Pablo, N., De Marcos García, F.J., Vázquez-Selem, L. (2012). Glacial Landforms and Their Paleoclimatic Significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology*, (139-140), 67-78. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.003>
- Palacios, D., Andrés de Pablo, N., Gómez-Ortiz, A., García-Ruiz, J.M. (2017). Evidence of Glacial Activity during the Oldest Dryas in the Mountains of Spain. *Geological Society of London, Special Publication*, 433 (1) 87-110. <https://doi.org/10.1144/SP433.10>
- Pedraza, J., Villasante, R., De Dios Centeno, J., Fernández, P. (1990). Mapa Geomorfológico, Hoja de Cercedilla (508). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Pedraza, J., Bardají, T., De Dios Centeno, J., Fernández, P. (1991). Mapa Geomorfológico, Hoja de Segovia (483). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.

- Pedraza, J. de (1994). Los modelos genético-evolutivos del Sistema Central Español: Implicaciones Morfotectónicas. *Cadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19, 91-118.
- Pedraza, J. de, Sanz, M.A., Ridaura, A.M. (1989). Formas graníticas de La Pedriza. Comunidad de Madrid, Madrid, 213 pp.
- Pedraza, J. de, Carrasco González, R.M., Martín Duque, J.F., Sanz Santos, M.Á. (2004). El Macizo de Peñalara (Sistema Central Español). Morfoestructura y modelado. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 99 (1-4), 185-196.
- Pedraza, J. de, Carrasco, R.M., Domínguez-Villar, D. (2014). Geomorphology of La Pedriza Granitic Massif, Guadarrama Range. In: F. Gutiérrez, M. Gutiérrez (Eds.), *Landscapes and Landforms of Spain. World Geomorphological Landscapes*, Springer Netherlands, Dordrecht, 71-80. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7\\_5](https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_5)
- Peña Monné, J.L. (Ed.) (1997). *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Geoforma Ediciones, Logroño, 227 pp.
- Pérez Gómez, R., Martínez Marín, R. (2004). Análisis semiológico de mapas temáticos complejos, su programación en entorno de cartografía digital y su publicación en Internet. Aplicación a los mapas geomorfológicos. *Mappinginteractivo*, 96 (1) 34-39.
- Perk, M. van der Jong, S.M. de, McDonnell, R.A. (2007). Advances in the Spatio-temporal Modelling of Environment and Landscapes (in honour of Professor Peter A. Burrough). *International Journal of Geographical Information Science*, 21 (5), 477-481. <https://doi.org/10.1080/13658810601063894>
- Quesada, A., Barrantes, G. (2017). Modelo morfométrico para determinar áreas susceptibles a procesos de ladera. *Investigaciones Geográficas*, (94). <https://doi.org/10.14350/rig.57318>
- Rubio, C., Soria, D., Salomón, M., Abraham, Elena M. (2009). Delimitación de unidades geomorfológicas mediante la aplicación de técnicas de procesamiento digital de imágenes y SIG: área no irrigada del departamento de Laval, Mendoza. *Proyección. Desarrollo y Territorio*, 7, (2) 117-149.
- Sanz, C. (1988). *El relieve del Guadarrama oriental*. Consejería de Política Territorial, Madrid, 548 pp.
- Sanz, M. A., De Dios Centeno, J., Fernández, P., Bardají, T. (1991). Mapa Geomorfológico, Hoja de Prádena (458). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA). IGME. Serv. Pub. Mº Industria. Madrid.
- Schwenzner, J. E. (1937). Zur Morphologie DesZentralspanischenIllochändes. *Geografie Abhandlungen*, 3 R. H. 10. Stuttgart. (Traducido por Vidal Box en *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 14, 121-147).
- Simonov, Y. (1985). *Análisis morfométrico* (en ruso). Lomonosov. State University of Moscow, Moscow.
- Smith, M.J., Pain, C.F. (2009). Applications of remote sensing in geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 4 (33), 568-582. <https://doi.org/10.1177/0309133309346648>
- Smith, M., Paron, P., Griffiths, J. (2011). *Geomorphological Mapping: Methods and Applications*. Developments in Earth Surface Processes, Vol. 15, Elsevier Science, Amsterdam, New York, 610 pp.
- Tricart, J. (1971). Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France (1:20.000, 1:25.000, 1:50.000). *Mémoires et Documents*, 12 (1) 36-119.
- Tveit, M., Ode, Å., Fry, G. (2006). Key Concepts in a Framework for Analysing Visual Landscape Character. *Landscape Research*, 31 (3), 229-255. <https://doi.org/10.1080/01426390600783269>
- Vegas, R. (2006). Modelo tectónico de formación de los relieves montañosos y las cuencas de sedimentación terciarias del interior de la Península Ibérica. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 101 (1-4), 31-40.
- Veronesi, F., Hurni, L. (2015). A GIS Tool to Increase the Visual Quality of Relief Shading by Automatically Changing the Light Direction. *Computers & Geosciences*, 74, 121-127. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.10.015>
- Verstappen, H.T. (2011). Old and New Trends in Geomorphological and Landform Mapping. In: M.J. Smith, P. Paron J.S. Griffiths, (Eds.), *Developments in Earth Surface Processes. Geomorphological Mapping*, 15, 13-38. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00002-1>
- Zhang, J., You, S., Gruenwald, L. (2015). Large-Scale Spatial Data Processing on GPUs and GPU-Accelerated Clusters. *Sigspatial Special*, 6 (3), 27-34. <https://doi.org/10.1145/2766196.2766201>

Recibido el 13 de mayo de 2021  
Aceptado el 9 de junio de 2022







## ÍNDICE / INDEX

### Prólogo CyG

*Peña Pérez, O.; Bautista Davila, B.; Elez Villar, J.* Renovación y mejora de la web primigenia de CyG ..... 3

### Artículos de Investigación / Research Papers

*García-Martínez, D.; Duval, M.; Zhao, J.-X.; Feng, Y.; Wood, R.; Huguet, R., Cifuentes-Alcobendas, G.; Palancar, C. A.; Moya-Maleno, P.R.* Los Villares locality (Ruidera, Castilla-La Mancha, Spain): a new Middle Pleistocene fossil assemblage from the Southern Iberian Plateau with possible evidence of human activity..... 7

*Figueiredo, S. D.; Cunha, P. P.; Carvalho, I. S.* Marine mammals fossil remains and synthesis of the sedimentary and paleontological record of the Furninha Cave Pleistocene (Peniche, Portugal)..... 37

*Añó Vidal, C.; Sánchez Díaz, J.; Carbó Valverde, E.* Efectos de los incendios en los suelos forestales de la Comunidad Valenciana. Revisión bibliográfica..... 53

*Tent-Manclús, J. E.* Los terremotos del sur de la provincia de Valencia según las fuentes del Real Monasterio de Nuestra Señora de la Valldigna (E de España, Provincia de Valencia) ..... 77

*Lharti, S.; Flor-Blanco, G.; Flor, G.* El sistema sedimentario de las playas y campos dunares de la costa de Essaouira (Marruecos Atlántico)..... 105

*García Esteban, R.* Summit typology and detailed geomorphological landscape units mapping through the application of direct and indirect methods. A case study in the Sierra de Guadarrama National Park, Spain ..... 129

